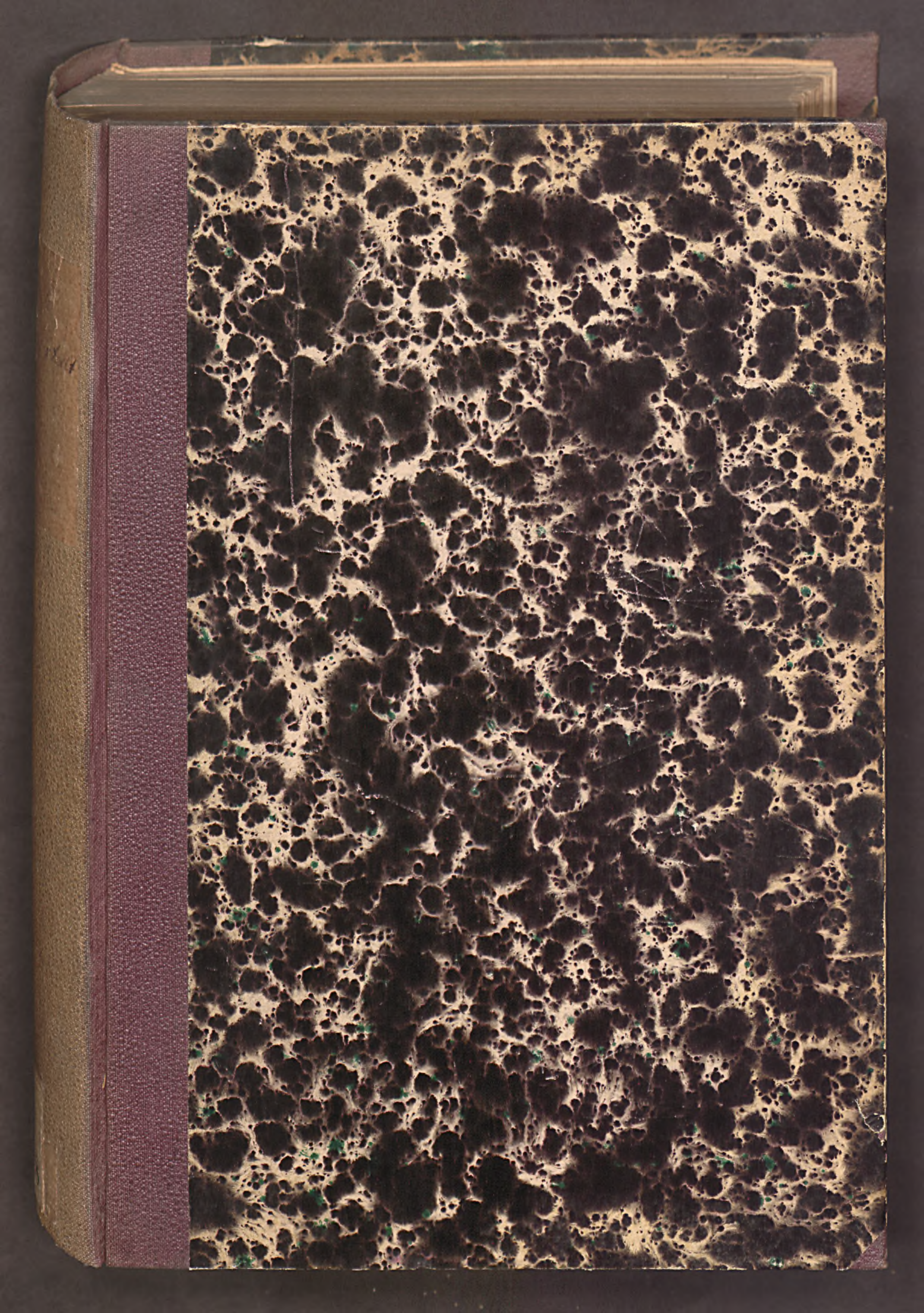
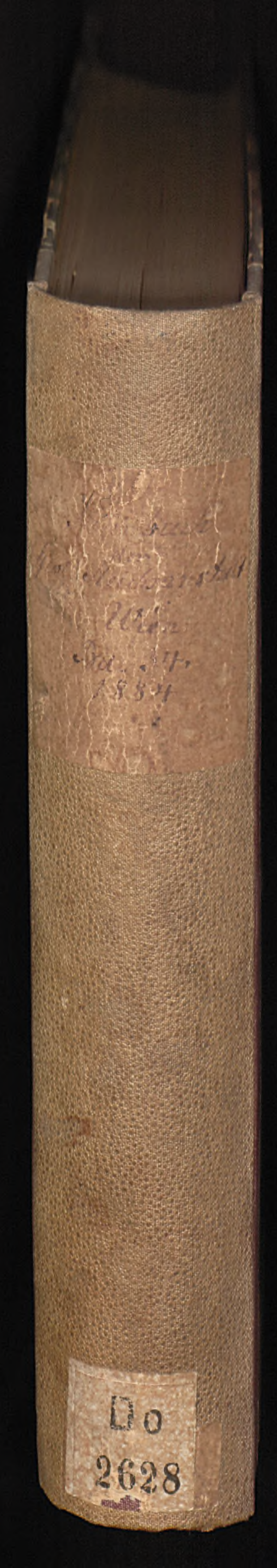
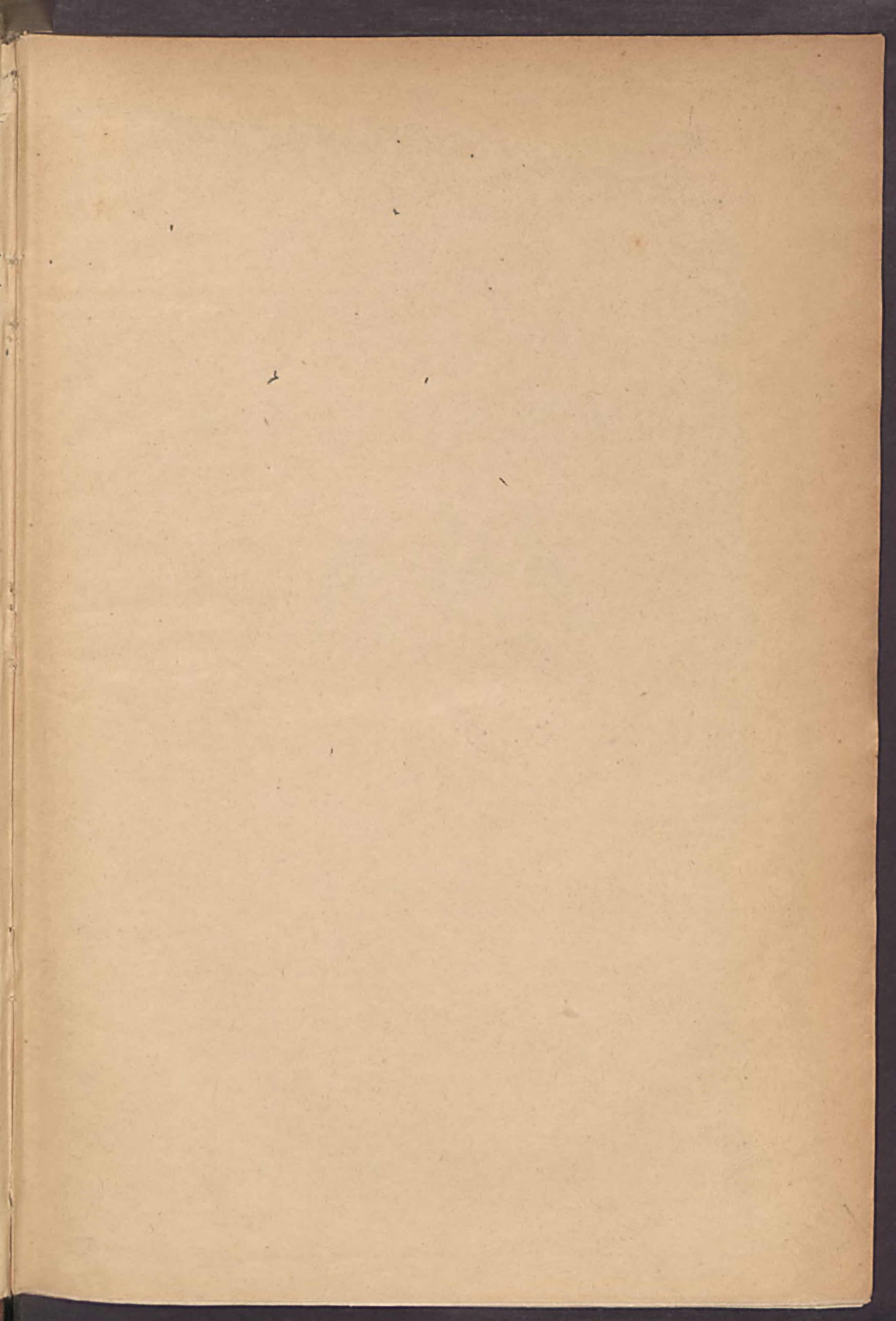
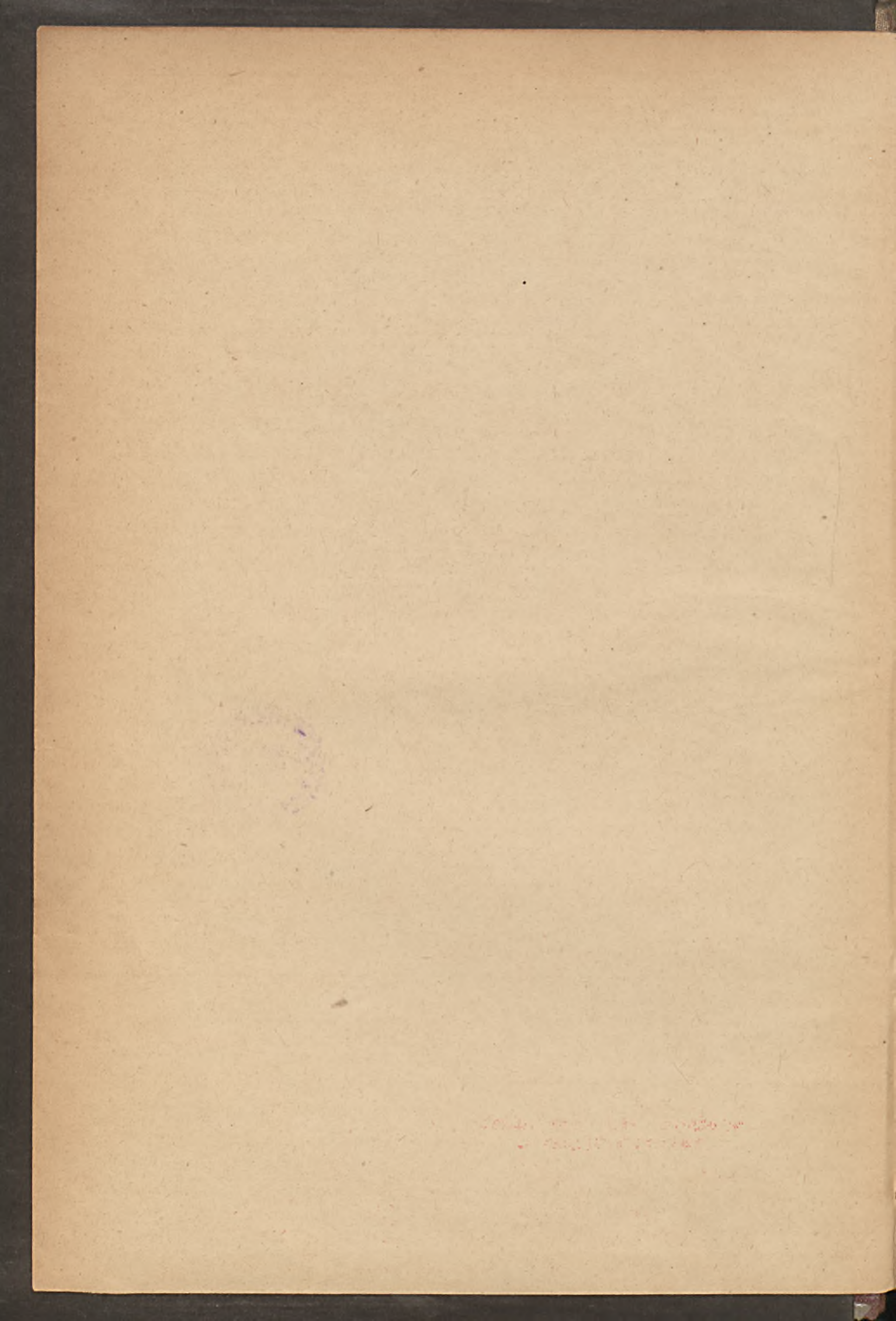





POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII





JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

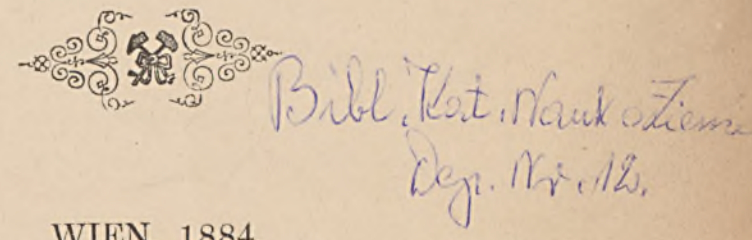
GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXIV. BAND, 1884.

Mit 15 Tafeln.





WIEN, 1884.

ALFRED HÖLDER

k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler

ROTHENTHURMSTRASSE 15.





Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.



Inhalt.

IV. Heft.

Verzeichniss der Tafeln.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Hauer Franz, Ritter von, Phil. Dr., Comthur des k. sächs. Albrecht-Ordens II. Cl., Commandeur des k. portugiesischen Ordens unserer lieben Frau von Villa Viçosa, Ritter des k. preuss. Kronen-Ordens II. Cl., Officier de l'instruction publique, Besitzer der k. rumänischen Verdienstmedaille, k. k. Hofrath, M. K. A., I., Canovagasse Nr. 7.

Vice-Director:

Stur Dionys, k. k. Oberbergrath, C. M. K. A., III., Custozzagasse Nr. 9.

Chef-Geologen:

Stache Guido, Phil. Dr., Commandeur des tunesischen Niscian-Iftkhar-Ordens, k. k. Oberbergrath, III., Strohgasse Nr. 21.

Mojsisovics von Mojsvár Edmund, Jur. U. Dr., Commandeur des montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, k. k. Oberbergrath, Privat-Docent für specielle Geologie an der k. k. Universität zu Wien, C. M. K. A., III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Paul Karl Maria, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 16.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John Conrad von, III., Blattgasse Nr. 3.

Geologen:

Tietze Emil, Phil. Dr., Ritter des k. portugiesischen St. Jacobs-Ordens, Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, bekleidet mit Titel und Charakter eines k. k. Chef-Geologen, III., Ungargasse Nr. 27.

Lenz Oscar, Phil. Dr., Ritter des kais. österr. Franz Joseph-Ordens, des k. preuss. Kronen-Ordens III. Cl., des k. sächs. Albrecht-Ordens I. Cl., des k. portug. milit. Christus-Ordens, des k. italien. Kronen-Ordens, Besitzer der grossen Medaille für Wissenschaft und Kunst, IV., Heugasse Nr. 46.

Adjuncten:

Vacek Michael, III., Erdbergerstrasse Nr. 1.

Bittner Alexander, Phil. Dr., Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, III., Reisnerstrasse Nr. 31.

Assistent:

Foullon Heinrich, Freiherr von, III., Rasumoffskygasse Nr. 3.

Praktikanten:

Teller Friedrich, III., Geusaugasse Nr. 5.
Uhlig Victor, Phil. Dr., Privat-Docent für Paläontologie an der k. k. Universität, III., Lorbeergasse Nr. 12.

Volontäre:

Böhm August, Phil. Dr., III., Rudolfspital.
Camerlander Carl, Freiherr von, IV., Lambrechtgasse Nr. 2.
Drasche Emil, VIII., Landesgerichtsstrasse Nr. 15.
Frauscher Karl, Phil. Dr., I., Wollzeile Nr. 18.
Geyer Georg, III., Geologengasse Nr. 1.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Für die Kanzlei:

Senoner Adolf, Ritter des kais. russ. Stanislaus- und des k. griech. Erlöser-Ordens, Magist. Ch., III., Krieglergasse Nr. 14.
Sänger Johann, k. k. pens. Lieutenant, Bes. d. K. M., III., Hauptstrasse Nr. 2.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf,
Laborant: Kalunder Franz,
Zweiter Amtsdiener: Weraus Johann,
Dritter „ Palme Franz,
Heizer: Kohl Johann,
} III., Rasumoffskygasse Nr. 23 und 25.

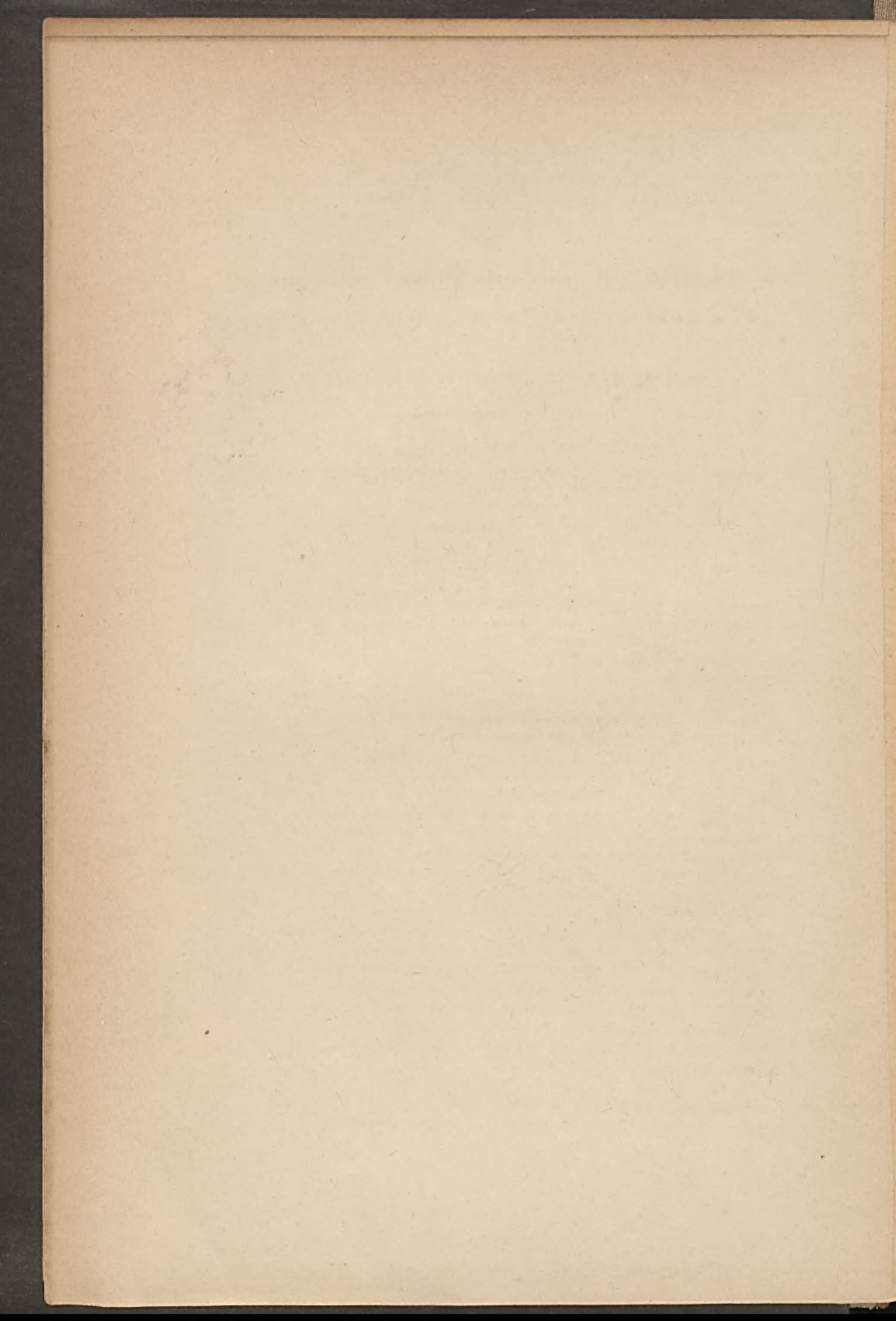
Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXXIII. Bande des Jahrbuches.)

Ambronn Hermann, Dr., Leipzig.
Ebenführer E., Gumpoldskirchen.
Finetti Joh. Ritt. v., Innsbruck.
Hartmann A., Swansea, England.
Himmel Heinrich, k. k. Hauptmann.
Keller Heinrich, Wien.
Kellner J., Sarajevo.
Luňáček J. V., Felső-Esztergaly.
Mercalli Jos., Abbé, Monza.
Parona C. F., Prof. Dr., Pavia.
Schenk Aug., Prof. Dr., Leipzig.
Schuster Max, Dr., Wien.
Stockhammer Emil, Dr., Neunkirchen.
Thate Alexander, Dr., Leipzig.
Verri Antonio, Capit., Pavia.



34. Band. 1884. JAHRBUCH I. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Geologische Uebersicht von Montenegro.

Von Dr. Emil Tietze.

(Mit einer geologischen Karte in Farbendruck, Taf. Nr. 1.)

Nebst einem Anhange: **Ueber die Eruptivgesteine Montenegro's.**

Von H. Baron von Foullon.

Einleitung.

Einem Vorschlage der k. Akademie der Wissenschaften in Wien entsprechend, habe ich zwei Monate des Sommers 1881 zu einer Reise nach Montenegro verwendet, um dieses Land geologisch zu untersuchen.

Da von diesen zwei Monaten selbstverständlich einige Zeit zur Hin- und Herreise, zur Einleitung der nothwendigen persönlichen und officiellen Beziehungen in der Hauptstadt des Landes, sowie zur Abwickelung der Reisevorbereitungen daselbst in Abrechnung gebracht werden müssen, so blieb für die der wirklichen Untersuchung bestimmte Reise im Innern und nach den verschiedenen Grenzen des Fürstenthums nur eine Zeit von sechs Wochen zur Verfügung, was ich bei der Beurtheilung der hier mitzutheilenden Arbeit zu berücksichtigen bitte. Es handelte sich ja um ein Gebiet, welches nach der beträchtlichen Vergrösserung Montenegros durch die letzten Verträge gegen 150 geographische Quadratmeilen umfasst.

Von wie relativ kurzer Dauer aber auch meine Reise gewesen sein mag, so darf ich doch behaupten, dass vor mir noch kein wissenschaftlicher Reisender, der über seine Erfahrungen geschrieben hätte, am allerwenigsten ein Geologe, sich eingehender mit der naturwissenschaftlichen Untersuchung des Fürstenthums befasst oder zahlreichere Routen gemacht hätte. Das Letztere gilt sogar für den Verfasser eines später noch oft zu nennenden trefflichen Buches, der Montenegro in demselben Jahre wie ich, wenn auch einige Wochen früher besuchte, und dem wir die beste allgemeine Schilderung des Landes verdanken.

Schon deshalb darf ich vielleicht für die folgenden Mittheilungen einiges Interesse beanspruchen.

Alle Punkte des Landes habe ich aber natürlich doch nicht gesehen. Dafür hatte ich das Glück, eine theilweise Ergänzung meiner Beobachtungen durch die Unterstützung des Herrn Carl Regenspursky

zu finden, der sich als Volontär der geologischen Reichsanstalt meiner Expedition angeschlossen hatte und der mir mehrere wichtige Daten für solche Theile des Landes zur Verfügung stellen konnte, die ich nicht selbst detaillirter zu bereisen Gelegenheit hatte, die er aber während unserer zeitweiligen Trennung durchstreifte.

Wie die folgenden Seiten nebst der Karte vielleicht beweisen werden, gelang es mir auf diese Weise wenigstens die allgemeinsten Umrisse des geologischen Aufbaues von Montenegro zu erkennen. Mehr aber war trotzdem bei der beschränkten Zeit und den mannigfachen Schwierigkeiten der anstrengenden Reise nicht zu erreichen.

Die Unannehmlichkeit jener Schwierigkeiten, die hauptsächlich in der physikalischen Beschaffenheit des Landes, in seiner stellenweisen Wasserarmuth und dem fühlbaren Mangel genügender Communicationen begründet sind, wurde übrigens, und das will ich gleich hier dankend betonen, durch das liebenswürdige Entgegenkommen unserer österreichisch-ungarischen Vertretung und durch die wohlwollende und geneigte Aufnahme seitens der montenegrinischen Behörden in vieler Beziehung aufgewogen.

Von den Mitgliedern der k. k. diplomatischen Mission in Cettinje wurde ich ausgiebig mit Rath und That unterstützt, und es wurde mir die Auszeichnung zu Theil, durch den k. k. Minister-Residenten, Herrn Baron v. Thoemmel, Sr. Hoheit dem Fürsten Nikita vorgestellt zu werden. Herr Baron v. Thoemmel hatte auch die Güte, mich dem damaligen Minister des Innern, Herrn Wojwoden Mašo Vrbica zu empfehlen. Dem Wohlwollen, welches Se. Hoheit der Fürst, und dem Interesse, welches der Herr Wojwode meiner Aufgabe entgegenbrachten, verdankte ich Empfehlungen an alle Behörden des Landes und verdankten sowohl ich als Herr Regenspursky die Mitgabe einiger landeskundiger Begleiter für die Dauer der Reise.

Sowohl für alle diese Unterstützung, die ich in Cettinje, als auch für die freundliche Aufnahme, welche ich später vielfach im Lande selbst gefunden habe, drängt es mich hier öffentlich meinen Dank abzustatten.

Meine Reise war, was physische Anstrengungen oder Entbehrungen betrifft, wohl stellenweise recht beschwerlich, aber sie konnte, soweit der Verkehr mit der einheimischen Bevölkerung in Betracht kommt, in völliger Sicherheit und auch sonst beinahe völlig frei von äusserer Gefahr von statten gehen, wie denn Montenegro überhaupt, abgesehen von einigen Grenzdistricten, zu den Ländern zählt, in welchen für die Sicherheit der Person und des Eigenthums friedlicher Fremder am Wenigsten zu fürchten ist.

Bei Besprechung derartiger Reisen, bei der Beschreibung wenig bekannter Länder liegt die Versuchung nahe, sich nicht auf die Darstellung der Beobachtungen aus dem eigenen Fache zu beschränken, sondern durch Mittheilung aller Erlebnisse, durch Eingehen auf Sitten und Gebräuche der Bewohner solcher Länder einen Gesammtüberblick aller der Eindrücke zu geben, welche man unterwegs empfangen hat, und alle Verhältnisse zu berühren, welche einem gebildeten Reisenden auffallen müssen. Die Aufforderung dazu wird umso grösser sein, je

lückenhafter und unvollständiger die etwa bereits vorhandene diesbezügliche Literatur ist.

In Bezug auf Montenegro aber konnte man zur Zeit, als ich meine Reise antrat, in der That nicht von einer irgendwie ausreichenden Literatur sprechen, selbst nicht im Sinne jener, ich möchte sagen belletristischen Wissenschaftlichkeit oder wissenschaftlichen Belletristik, wie sie neuerdings modern zu werden beginnt. Wohl hatten etliche Reisende das Land besucht, aber diese Besuche beschränkten sich in der Regel auf die zugänglichsten, der Küste zunächst gelegenen Theile des Fürstenthums. Keiner aber hatte dieses Land auch nur annähernd nach allen Richtungen durchstreift, so dass die davon entworfenen Schilderungen in vielen Hinsichten einseitig bleiben mussten.

Während ich nun in der angedeuteten Weise noch unentschlossen war, ob ich meiner Darstellung einen weiteren Umfang im Sinne einer zum Theil allgemeiner gehaltenen Beschreibung geben, oder ob ich dieselbe auf die engeren Grenzen einer geologischen Monographie beschränken sollte, erschien ein Buch, welches mich aller Zweifel in dieser Hinsicht überhob. Es hat den Titel: Montenegro, Schilderung einer Reise durch das Innere nebst Entwurf einer Geographie des Landes von Dr. Bernhard Schwarz (Leipzig 1883).

Hiermit lag eine ebenso elegante als mit grosser Frische geschriebene Schilderung vor, welche an der Hand der Erzählung der privaten Erlebnisse des Reisenden dem Leser einen genügenden Einblick in die äussere Natur des Landes und vielfache Belehrung über seine Bewohner verschaffte. In lebendiger und stylistisch meisterhafter Weise malt uns der Verfasser die landschaftlichen Schönheiten einzelner Punkte aus, und in geradezu begeisterten Worten macht er sich zum Anwalt des heldenmüthigen Volksstammes, der jene Landschaften bewohnt und dieselben durch lange Zeiten bis auf die Gegenwart siegreich gegen seine Nachbarn vertheidigt hat. Wenn nun auch die Arbeiten seiner Vorgänger, mit denen der Verfasser theilweise etwas hart verfährt, noch immer eine Anzahl von Daten, namentlich ethnographischer Art zu enthalten scheinen, welche bei einem weiteren Versuch, Montenegro und namentlich die Montenegriner zu schildern, bei angemessener Kritik berücksichtigt werden könnten (ich meine hier auch die von Schwarz besonders arg zugerichtete Schrift von Sp. Gopčevič: Montenegro und die Montenegriner, Leipzig 1877), so hat doch erst das Erscheinen des in Rede stehenden Buches die empfindliche Lücke ausgefüllt, welche in der Literatur über die Balkanhalbinsel bestand, so lange kein Reisender Montenegro auch bezüglich seiner entlegeneren Theile in zusammenhängender Form beschrieben hatte.

Für mich entfiel damit jede Nöthigung, Aehnliches zu thun.

Sehr wenige Züge sind es beispielsweise, welche ich dem aus der Schilderung von Schwarz uns entgegentretenden Bilde der Volkssitten hätte hinzufügen können, und diese sind unwesentlicher Art [1]). In

[1]) Ich war einigermassen überrascht, den in Asien üblichen Gebrauch der Lappenbäume bei Andrejewica in der Landschaft Vasowijce wiederzufinden. An einigen Orten in den Banjani bemerkte ich die einer abergläubischen Vorstellung entspringende Sitte, Pferdeschädel auf Zäune bei den Häusern zu stecken, und auf Friedhöfen des Gebietes von Jezero sah ich jedes Grab mit einem wehenden Fähn-

Bezug auch auf die physikalisch-geographischen Verhältnisse des Landes kann ich z. B. die orographische Gliederung im Hinblick auf das betreffende Capitel bei Schwarz so kurz behandeln, dass nur das für die spätere geologische Orientirung Nothwendigste gesagt zu werden braucht. Nur auf die allgemeine Physiognomie der Gegend und ihrer unter einander verschiedenen Theile, wie sie nicht allein durch die Vegetations- und climatischen Verhältnisse, sondern auch nicht unwesentlich durch die wechselnden Eigenthümlichkeiten des geologischen Aufbaues bedingt wird, werde ich in den Einzelbeschreibungen und in etwas zusammenfassenderer Weise auch am Schlusse dieser Arbeit einige Rücksicht zu nehmen haben. Im Uebrigen jedoch auf Abschweifungen von dem nunmehr enger begrenzten Gegenstande verzichtend, werde ich mich statt einer längeren Reisebeschreibung mit einer kurzen Angabe meiner Reiserouten begnügen, soweit mir das zur Beurtheilung der folgenden Schilderung wünschenswerth erscheint.

Kurze Beschreibung der Richtung und des Verlaufes der Reise.

Ich begab mich nach Montenegro auf der Route, die man gewöhnlich von Wien aus nach den dalmatinischen Küstenplätzen zu wählen pflegt, über Triest, Pola, Zara, Sebenico, Spalato und Ragusa nach Cattaro. Von letzterer Stadt aus, wo ich einige Tage zu warten gezwungen war, kann man jetzt zu Wagen auf einer neuen, sehr gut angelegten Kunststrasse bis Cettinje (sogar darüber hinaus bis nach Rieka) gelangen. Ich zog es vor, unter theilweiser Benützung des alten kürzeren Weges die Reise zu Pferde anzutreten, passirte Njeguš und kam am Abend des 26. Juni in Cettinje an.

Am 1. Juli brach ich auf nach Rieka, einem kleinen Ort an dem gleichnamigen in der Nähe entspringenden Flusse. Auf einem von den Behörden zur Verfügung gestellten kleinen Dampfer konnte noch am selben Tage ein Ausflug längs des seitlich vom Fahrwasser meist dicht mit Nymphaeen bewachsenen Flusses nach der Localität Ploča und der Insel Lessendra am Eingang des Skadar-Sees gemacht werden. In den folgenden Tagen besuchte ich Virpazar und dessen Gebirgsumgebung und passirte am 4. den Suturman-Pass, einen der landschaftlich schönsten Punkte, die ich im Bereich der adriatischen Küstenländer kenne, um nach dem von Olivenhainen und Myrthengebüschen umgebenen Antivari herabzusteigen. Von hier aus ging es über Dulcigno und die Bojana auf albanesisches Gebiet nach Skutari, wo ich einen Tag (den 7. Juli) zubrachte.

---

lein ausgestattet, ein Schmuck, der ungefähr eine ähnliche Bedeutung zu haben schien, wie die Kränze und Blumen, mit denen wir die Grabstätten zieren. Es mag entschuldigt werden, dass ich dieser Kleinigkeiten hier gedenke, um den einen oder den andern der späteren Reisenden auf das weitere Verfolgen solcher Thatsachen aufmerksam zu machen. Zum Vergleich damit empfehle ich die hochinteressanten Angaben bei R. Andree (Ethnographische Parallelen, Stuttgart 1878), z. B. das Capitel über Lappenbäume (pag. 58—62) und den Abschnitt über Schädelcultus (pag. 127), in welchem auch des Gebrauches von Thierschädeln gedacht wird.

Der montenegrinische Dampfer holte uns am 8. von dort ab, und wir fuhren über den von imposanten Gebirgen umgebenen See von Skutari (Skadar). Südlich hatten wir die zwischen dem See und der Adria sich erhebende Kette mit der Spitze des Rumija (1569 Meter) zur Seite, und im Osten wichen die Gipfel Albaniens wie der Maranai (1576 Meter) und der Cukali (1654 Meter) mit ihren pittoresken Formen mehr und mehr vor uns zurück. Nach fünfstündiger Fahrt mussten wir in der Nähe der flachen Nordküste den Dampfer verlassen, um eine sogenannte Londra zu besteigen, eines jener grossen, zwar nicht im Umfang aber in der Form an venetianische Gondeln erinnernden Boote, welche den gewöhnlichen Handelsverkehr auf dem See vermitteln. Dasselbe brachte uns nach zweistündiger Fahrt nach Plavnica. Die Fahrt ging längs eines Flusses, der sich inmitten der schilfbewachsenen, von Reihern, Pelicanen und anderem Wassergeflügel belebten Sümpfe einen annähernd freien Ausweg nach dem See erhalten hatte. Von Plavnica aus ritten wir noch am selben Tage bis Podgorica.

Einige Tage wurden der Umgebung dieser Stadt gewidmet, ich trennte mich hier von Herrn Regenspursky, und dann ging es meinerseits weiter, zunächst die Morača aufwärts, dann auf kaum gangbaren Saumpfaden über Bratonoziči nach dem Thale der Ljewa rieka. Von hier an ändert sich wie mit einem Schlage der vorher wüste und öde Karstcharakter der Landschaft. An den Gehängen verbreitet sich Waldwuchs. Das schütter stehende, niedere Gestrüpp des Kalkgebirges macht mehr und mehr stattlichen, dichtergestellten Bäumen Platz. Wir betreten hier nämlich ein vorwaltend aus Schiefern gebildetes Gebiet, welches den ganzen nordöstlichen Theil des Landes einnimmt. Ich überschritt die Wasserscheide zwischen der Ljewa rieka und den Quellbächen der Tara, ging längs dieses Flusses über Han Garandzič hinab bis Matešewo und von dort ostwärts die Ljuboštica aufwärts, wo sich bereits Nadelhölzer dem Laubwald beimischen, bis zur Wasserscheide zwischen Tara und Lim. Hier präsentirten sich mir zum erstenmal (im Süden meines Weges) die beiden majestätischen schroffen Gipfel des Kom, die höchsten Erhebungen im Osten Montenegros. Bei Andrejewica, einem aus wenigen Häusern bestehenden Marktflecken, der am Zusammenflusse der Zlorječica und des oberen Lim gelegen ist, machte ich für einige Tage Halt, um Excursionen in die Umgebung zu unternehmen, und besuchte von hier aus auch den Kom, dessen Kalk- und Dolomitmassen sich über den saftigsten und blumigsten Alpenwiesen erheben, die man sich vorstellen kann. Excursionen nach den im Besitze der Albanesen verbliebenen Gebieten von Plava und Gusinje zu machen, erwies sich als unthunlich und war mir dies auch bereits in Cettinje direct widerrathen worden.

Am 17. Juli brach ich von Andrejewica auf, um über den Bač nach Kolašin zu gehen, welches wieder an der Tara gelegen ist. Von hier aus machte ich einen Ausflug in der Richtung nach Bielopolje zu bis Stitarica an die Landesgrenze. Der Weg führt dabei die schäumende und forellenreiche Tara abwärts, deren Gehänge von den prächtigsten Buchen besetzt sind, die man in diesen Gegenden sehen kann.

Von Kolašin aus begab ich mich wieder in das Thal der Morača. Der Anblick der im Westen und Norden des Weges sich jenseits des

freundlichen Thales aufthürmenden, wild gezackten Kalkgebirge, die man beim Herabsteigen von der Wasserscheide erblickt, kann sich mit vielen unserer schönsten Alpenansichten in Tirol oder dem Salzburgischen messen. Ich fand freundliche Unterkunft im Monastir Moracki, einem der griechischen orthodoxen Klöster, welche in relativ beträchticher Anzahl in Montenegro zerstreut liegen, aber stets nur von wenigen Mönchen besetzt sind.

Ich ging darauf nach der oberen Morača, wo das Gebiet der älteren Schiefer-, Sandstein- und Eruptivbildungen mehr und mehr unter der Decke mächtig entwickelter Kalkgebirge eingeengt wird, und überschritt die Wasserscheide nach dem Zirowac-Bache, einem der Zuflüsse des Piva-Systems, der in seinem unteren Theile vor der Vereinigung mit der Bukowica auch den Namen Tuszyna führt. Den Bukowica-Bach aufwärts verfolgend gelangte ich dann in die Nähe des Dormitor, der wohl die dem Namen nach bekannteste und gleichzeitig die gewaltigste unter den Gebirgserhebungen Montenegros vorstellt. Der Sache nach erwies sich freilich dieser Theil des Landes als derjenige, über dessen Gestaltung man bisher sicher das Wenigste gewusst hatte. Die Karte zeigte sich hier als absolut unzuverlässig, in mancher Beziehung als reines Phantasiegebilde.

Für ein paar Nächte nahm ich Standquartier in Žabljak, dem Marktflecken der Landschaft Jezero, von wo aus ich am 25. Juli eine Besteigung des Dormitor oder vielmehr eines seiner Gipfel, der sogenannten Planinica unternahm. Zwischen Žabljak und dem vielfach schneebedeckten Nordabhang des Dormitor-Massivs breitet sich ein hochstämmiger Tannen- und Fichtenwald aus (an einigen der gefällten Stämme mass ich Durchmesser von einem Meter und darüber). Inmitten dieses Waldes liegen am Fusse der steil aufragenden Kalkmauern zwei klare Alpenseen und von der Höhe des Dormitor aus gewahrt man, dass inmitten des mehrgipfligen Bergmassivs sich am Grunde eines jähen Absturzes abermals zwei Seen befinden. Alle diese Seen fehlten in der Karte. Die Landschaft aber in der weiteren Umgebung des Dormitors erwies sich als eine fast baumlose, mit dünnem oder doch nicht allzu üppigem Graswuchs bekleidete Plateaulandschaft, die selbst schon in beträchtlicher Meereshöhe sich befindet.

Von Žabljak aus ging ich über Podgora an die Tara nach Tepše. Ich war äusserst überrascht von der schauerlichen Steilheit und Tiefe der Abstürze, an deren Grunde hier der Fluss sich hinwindet, und doch ist Tepše einer der wenigen Punkte, wo ein Abstieg bis zur Sohle des Thales möglich ist. Der Abstieg von Podgora aus auf einem bewaldeten Abhange ist sogar noch ziemlich gemächlich. Höchst gefährlich dagegen ist schon der Aufstieg von Tepše in der Richtung nach dem Dorfe Cernagora zu, wo eines meiner Pferde den Abhang hinabstürzte, glücklicherweise ohne besonderen Schaden zu nehmen, weil es durch einige Bäume und vielfach verzweigtes Gesträuch vor dem weiteren Sturz in den Abgrund bewahrt blieb, und wo mein Reisegepäck unter grosser Beschwerde nur in einzelnen Stücken und durch Menschenhände wieder auf die Höhe des Plateaus befördert werden konnte. Unterhalb Tepše jedoch ist der Fluss, soweit er noch längs der montenegrinischen Nordgrenze verläuft, absolut unzugänglich.

Wenn deshalb Herr Schwarz (l. c. pag. 373) schreibt, es sei nicht abzusehen, warum man den Thallauf der Tara als Landesgrenze angenommen habe, während doch weiter nördlich die Wasserscheide dieses Flusses gegen den Lim eine viel natürlichere und beruhigendere Grenzlinie ergeben haben würde, so ist dies ausser dem Wohlwollen des Autors für die Montenegriner nur dem Umstande beizumessen, dass Schwarz, welcher doch sonst überall einen so scharfen Blick für Terrainverhältnisse bekundet, jenen Theil des Landes nicht persönlich besucht hat. Eine natürlichere Grenzlinie zwischen zwei Ländern lässt sich nicht denken, als eine gänzlich unpassirbare Schlucht.

Bei Crkwica verliess ich die Nachbarschaft der Tara, um mich westlich vom Dormitor über Kuliči zunächst nach dem Piva-Kloster und von da über die westliche Verlängerung der Erhebung des Vojnik nach Niksič zu wenden, wo ich am 1. August eintraf. Ich besuchte die interessanten Umgebungen dieses in einem rings geschlossenen Kesselthale gelegenen Ortes, unter Anderem auch den Ursprung des Zeta-Flusses bei Powija und ging dann in nordwestlicher Richtung durch die sogenannten Duga-Pässe bis in die Nähe von Gačko und durch die öde, nackte Karstlandschaft der Banjani nach Grahowo, wo ich am 8. anlangte. Von Grahowo aus unternahm ich noch eine Excursion nach der westlich davon an der Grenze der Krivošcie gelegenen Biela gora und kehrte sodann nach Cettinje zurück, wo ich am 11. anlangte. Am 14. verliess ich sodann Montenegro und nahm meinen Rückweg wieder über Cattaro.

Auf der ganzen Reise war ich vom Wetter, einige Gewitter abgerechnet, sehr begünstigt. Nur in der Umgebung des Dormitor hatte ich durch einige Tage hindurch von kalten Regenschauern und nebligem Wetter zu leiden. Jener Begünstigung durch das Wetter darf ich es zuschreiben, dass ich für die kurze Reisedauer verhältnissmässig viel zu sehen bekam.

Ueber den westlichen Theil des Landes zwischen den Duga-Pässen und Grahowo, dem ich nur wenige Tage widmete, konnte ich durch Herrn Regenspursky, der sich, wie gesagt, schon in Podgorica von mir getrennt hatte, verschiedene benützbare Mittheilungen erhalten, welche allerdings leider die grosse Einförmigkeit dieses aus Kreidekalken zusammengesetzten Gebietes bestätigten. Ebenso verdanke ich demselben Herrn noch Angaben über die Umgebung des Zeta-Thales und die Gegend von Danilowgrad, die einzige Partie des Landes, welche ich persönlich nicht mehr besuchen konnte. Die betreffenden Angaben, auf welche ich an geeignetem Ort noch zurückkomme, ergänzten zweckmässig meine eigene Uebersicht über das ganze Gebiet.

Ueberall wurden auch topographische Einzelheiten während der Reise notirt, was sich bei der Ungenauigkeit und stellenweise grossen Unzuverlässigkeit der uns zur Verfügung stehenden österreichischen Generalkarte für dieses Gebiet als unumgänglich herausstellte. Der Feststellung der Reiseziele und Marschrouten für die einzelnen Tage und der Gewinnung eines durch naturgemässe, bei guten Karten leicht mögliche Combinationen abgerundeten und übersichtlichen geologischen Bildes stand jene Ungenauigkeit der topographischen Orientirung sehr hindernd im Wege. Doch liegt mir nichts ferner, als gegen die in der

betreffenden Karte vorgelegene Arbeit einen Vorwurf zu erheben. Jede ungenaue Karte ist besser als gar keine, und ich stehe bezüglich der Werthschätzung derartiger Arbeiten und betreffs der Dankbarkeit, die wir den Autoren derselben schulden, noch immer auf dem Standpunkt, den ich bei einer ähnlichen Veranlassung in meinem Aufsatz über das östliche Bosnien mit vollster Aufrichtigkeit betont habe.

Literatur.

Abgesehen von den soeben erwähnten Abhandlungen von Schwarz und Gopcevič sind noch folgende Schriften über Montenegro zu erwähnen: Stefanowič v. Vilovo, Wanderungen durch Montenegro, Wien 1880; G. Rasch, Montenegrinische Skizzen, Dresden 1875; Frilley und Wlahovitj, Le Monténégro contemporain, Paris 1876. Diese drei Schriften führt bereits Schwarz an. Für die Zwecke der vorliegenden Arbeit war denselben nichts zu entnehmen.

Nicht uninteressant, wenn auch nur spärliches Material enthaltend, sind die Montenegro betreffenden, bisher nur im Manuscript aufbewahrt gewesenen Tagebuchblätter des berühmten Heinrich Barth, welche Schwarz (l. c. pag. 341—348) verdienstlicherweise publicirt hat.

Ein kleines Buch von Kaulbars (Petersburg 1881) konnte von mir leider nicht benützt werden, weil es in russischer Sprache geschrieben und mir deshalb unverständlich war. Doch scheint es, dass der genannte Militär sich mit geologischen Fragen nicht oder wenig beschäftigt hat. Auch ein jüngst erschienener, sehr bemerkenswerther historischer Aufsatz von Amerling (im „Ausland“, April und Mai 1883) berührt die Verhältnisse nicht, mit denen wir uns hier zu befassen haben.

Dagegen werden einige ältere Angaben von Boué, Hocquard, Lipold und Hoefer im Verlauf der Arbeit an geeigneter Stelle genannt werden, ebenso wie ein Aufsatz von Sax, der eine Excursion in die Nähe des Dormitor schildert, welche dieser Herr im Vereine mit dem verstorbenen Blau gemacht hat.

Zur oro- und hydrographischen Orientirung.

Dass Montenegro im eminentesten Sinne des Wortes ein Gebirgsland ist, ist so allgemein bekannt, dass es hier nicht besonders betont zu werden braucht. Weniger leicht als die Constatirung dieses allgemeinen Charakters ist die vergleichende Feststellung der einzelnen orographischen Elemente, aus denen dieses Gebirgsland zusammengesetzt ist.

Wir dürfen da wohl zunächst unterscheiden zwischen denjenigen Erhebungen, welche sich in ihrem Charakter Kettengebirgen nähern, und solchen, welche im Wesentlichen die Eigenschaften von Plateaus besitzen.

Die Erhebungen zunächst der adriatischen Küste erweisen sich als ein mehr oder weniger deutliches, der Küstenlinie ungefähr parallel laufendes Kettengebirge, welches in dieser Eigenschaft am deutlichsten

zwischen der Vertiefung des Skutari-Sees und der Küste bei Antivari entwickelt ist. Hier ist selbstverständlich auch der Abfall des Gebirges nach beiden Seiten hin annähernd gleich hoch, da ja der Spiegel des genannten Sees nicht mehr als etwa 17 Meter über dem Niveau des Meeres gelegen ist. Doch ist auch weiter nordwestlich zwischen den kleinen Hochebenen von Cettinje, Njeguš und Grahowo einerseits und den Küsten bei Budua, Cattaro und Risano andererseits der Kettencharakter noch immer ersichtlich, so dass wir demnach in dem Steilabfall der montenegrinischen Berge gegen die Bocche von Cattaro zu nicht etwa den Steilrand eines Plateaus, sondern thatsächlich die Flanke einer Küstenkette zu erblicken haben. Die wichtigsten Erhebungen dieser Kette sind die Biela gora an der Grenze gegen die Krivošcie, der Lowčen bei Cettinje (1631 Meter), der Kosa vrh in der Gegend des Suturman-Passes und die Rumija östlich von Antivari (1569 Meter).

Gegen die Bojana zu senkt sich diese Kette nebst den derselben zwischen Antivari und Dulcigno sich anschliessenden Vorketten tiefer und tiefer, um daselbst grösstentheils unter der Ebene zu verschwinden.

Nur kurz nach seinem Austritt aus dem See und später noch einmal bei Belen durchschneidet der erwähnte Fluss die Ausläufer des Kalkgebirges.

Das Gebiet zunächst nördlich der besagten Kette ist grösstentheils Plateaulandschaft, wenn auch keineswegs im strengen Sinne dieses Wortes. Es soll damit nur gesagt sein, dass die unzähligen Kuppen und Vertiefungen dieses Gebirges sich in der Regel nicht mehr zu bestimmbaren Ketten aneinanderreihen lassen, und dass abgesehen vornehmlich von den Terraindepressionen von Niksič und im Zeta-Thal (nebst der untern Morača und dem Skadar-See) sich auffallende grössere Niveau-Differenzen zwischen den verschiedenen Rücken und Kuppen seltener einstellen. Auch die Schichtenstellung innerhalb dieses Gebietes ist nichts weniger als überall flach, was doch den tektonischen Charakter eines Plateaus in geologischer Bedeutung ausmachen würde. Am ehesten wird man noch das Hochland der Banjani als ein flach gewelltes Plateau im strengeren Sinne bezeichnen dürfen.

Nördlich aber von den Banjani tritt in den zu beiden Seiten der Duga-Pässe sich hinziehenden Erhebungen (Uteš- und Njeguš-Planina südlich und Golija planina nördlich der Pässe) wieder deutlicher Kettencharakter hervor, wenn auch in verhältnissmässig nicht sehr grosser linearer Ausdehnung. Auch nördlich von Niksič entwickelt sich gegen das Wassergebiet der Piwa zu eine Kette von beschränkterer Längenausdehnung, deren höchste Erhebung der mächtige Vojnik (1968 Meter) ist. Eine südöstliche ungefähre Wiederholung derselben ist vielleicht in den Gebirgsmassen des Lebršnik und Maganik (2018 Meter) zu suchen.

Schwarz rechnet die letztgenannten Erhebungen zu seinem Ceta-Morača-Massiv, auf welchem sich ausserdem noch die Prekornica (1893 Meter) ungefähr südlich vom Lebršnik aufthürmt. Die Existenz so bedeutender Gipfel lässt es, so lange die Schichtenstellungen in jener Gegend nicht näher bekannt sind, jedenfalls zweifelhaft erscheinen, ob daselbst nicht stellenweise der Plateaucharakter des Landes zu Gunsten der Kettenform aufgehoben wird.

Mächtige Ketten umsäumen den von NW nach SO gerichteten Lauf der obersten Morača wie die vielzackige Moračko Gradištie mit dem Kokorawac im Norden des genannten Thales, und noch weiter nach Norden vorgeschoben erscheint das schon minder deutlich ausgeprägte, stellenweise wie es scheint in flachere Hochlandschaften übergehende Kettengebirge der Sinjawina.

Dagegen tritt um den Dormitor herum wieder der Typus einer Plateaulandschaft hervor, und zwar diesmal in einer ziemlich unzweifelhaften Weise. Der Dormitor selbst ist ein vielgipfliges Massiv, welches auf dieses Plateau scheinbar aufgesetzt ist. Hier haben wir, wenn auch nicht mit Sicherheit die absolut höchste, so doch die höchste massigere Erhebung des ganzen Landes zu verzeichnen. Schwarz theilt zwei russische Messungen mit (2419 und 2483 Meter), ohne die betreffenden Gipfel näher zu bezeichnen.

Die Gebirgslandschaft im nordöstlichen Theile des Landes zeigt sich im Wesentlichen gemäss den zahlreichen Erosionsfurchen gegliedert, von denen sie durchzogen wird. Eine bestimmte kettenförmige Anordnung liess sich hier eben so wenig unterscheiden wie etwa ein plateauähnlicher Typus. Hoch über alle Gipfel und Kämme dieses Gebietes erheben sich die beiden Spitzen des Kom (Kučki kom 2448 Meter und Vasowički kom 2422 Meter), welche dem Dormitor den ersten Rang unter den Bergen Montenegros streitig machen.

Schwarz hat in einer Tabelle noch eine grössere Anzahl von Höhenangaben zusammengestellt, welche er einer in der montenegrinischen Zeitung „Glas Crnagorski“ gegebenen Mittheilung über die von russischen Officieren vorgenommenen Messungen entlehnte. Auf diese Tabelle sei für solche verwiesen, welche sich speciell für hypsometrische Verhältnisse interessiren. Wir erwähnen nur, dass, worauf Schwarz besonders aufmerksam macht, in jener Liste nicht weniger als 23 Punkte figuriren, welche zwischen 2000 und 2500 Meter Höhe schwanken, dass 38 Punkte mit Höhen zwischen 1500 und 2000 Meter, und 28 Punkte mit Höhen zwischen 1000 und 1500 Meter angegeben erscheinen, „wobei überdies zu bedenken ist, dass die russische Arbeit schwerlich bereits eine erschöpfende sein wird“.

Einer ungefähren Schätzung nach dürfte es schwerlich zu hoch gegriffen sein, wenn man 1200 Meter als die mittlere Erhebung über dem Meere für den ganzen von Montenegro eingenommenen Flächenraum annimmt.

So viel mag über die orographischen Verhältnisse des Landes zur vorläufigen Orientirung genügen. Bezüglich der hydrographischen Verhältnisse erscheint es mir überflüssig, eine Umschreibung des Kartenbildes zu geben. Auf die Eigenthümlichkeiten derselben werde ich so wie so im Verlauf der Darstellung zu sprechen kommen, und unnöthige Wiederholungen möchte ich am liebsten vermeiden.

Nur das Wichtigste soll deshalb hier in Erinnerung gebracht werden. Die grosse, schon in den illyrisch-bosnischen Gebirgen in relativer Nähe der Adria verlaufende Wasserscheide zwischen diesem Meere und dem Pontus zieht bekanntlich auch durch Montenegro hindurch. Einige der bedeutenderen Flüsse des Landes, nämlich die Tara mit ihrem Zufluss, der Piva, sowie der eine kurze Strecke lang auf

montenegrinischem Gebiet sich bewegende Lim gehören dem Wassergebiet der zwischen Bosnien und Serbien fliessenden Drina und damit dem Stromgebiet der Donau an, welches demnach bis in die nördlichen und nordöstlichen Theile Montenegros sich erstreckt. Der ganze Westen des Fürstenthums hat keine irgendwie nennenswerthen Wasseradern. Das bedeutendste, oberflächlich am meisten zusammenhängende und dem Lande eigenthümlichste Flusssystem befindet sich im östlichen und südöstlichen Theile von Montenegro. Es ist dies das Flusssystem der Morača, welche oberhalb Podgorica die durch ihre fruchtbaren Gelände für das Fürstenthum so wichtige Ceta aufnimmt und sich dann eine Strecke unterhalb von Podgorica in den grossen Süsswasser-See von Skutari ergiesst[1]). Das Thal dieses herrlichen Sees kann als eine Erweiterung des unteren Moračathales aufgefasst werden (wenigstens hydrographisch, wenn auch nicht tektonisch). In diesem Sinne gehört noch zum Wassergebiet der Morača die von Westen her in eben diesen See sich ergiessende Rieka, ein Fluss, der trotz seines kurzen Laufes sich durch seine Schiffbarkeit von allen anderen montenegrinischen Flüssen unterscheidet. In dem breiten, ebenfalls und sogar für grössere Fahrzeuge schiffbaren Bojana-Flusse, in welchen sich unterhalb Skutari noch ein Arm des albanesischen Drin ergiesst, findet dann der Skutari-See und mit ihm das Flusssystem der Morača einen die Verbindung mit dem adriatischen Meer herstellenden Abfluss. Doch gehören die Uferlandschaften der Bojana nur streckenweise noch zu Montenegro.

Dass es in den Karstlandschaften dieses Landes an rings geschlossenen Kesselthälern und an verschwindenden Flüssen nicht fehlt, darf beinahe als selbstverständlich gelten. Die Ebenen von Cettinje, Njeguš, Grahowo, Niksič, Brsna, sowie einige kleinere Ebenen in dem Gau Piperi sind Beispiele für den Typus solcher Kesselthäler. Doch gerade in Beziehung auf dieses topographische Element der montenegrinischen Landschaft will ich hier mich nicht weiter verbreiten. Darüber, sowie über die stellenweise vorkommenden kleinen Gebirgsseen sollen die folgenden Seiten der Abhandlung an geeigneter Stelle den thunlichen Aufschluss geben.

Geologische Einzelbeschreibung.

Bei der folgenden geologischen Beschreibung des Landes werden wir dasselbe vielleicht zweckmässig nach Gebieten abtheilen, welche sich der Hauptverbreitung der einzelnen Formationen anpassen, und welche theils durch den dadurch bestimmten besonderen geologischen Charakter, theils auch in Folge anderer Ursachen gewisse Verschiedenheiten in ihrem allgemeinen physikalisch-geographischen Habitus darbieten. Selbstverständlich kann diese Eintheilung keinen scharfen Grenzen entsprechen, aber sie bietet den Vortheil, dass ausser der Hauptcharakteristik der Formationen die localen Beobachtungen in bequemer

[1]) Es ist mir bekannt, dass der unterste Theil des Moračathales bisweilen auch mit dem Namen Ceta belegt wird, doch zog ich den dafür ebenfalls gehörten Namen Morača vor, weil nach dem Zusammenfluss von Ceta und Morača der letztere Fluss die spätere gemeinsame Richtung der Gewässer bestimmt.

Verknüpfung zur Darstellung kommen können, was, wie ich glaube, meinen Nachfolgern die Orientirung und die Benützbarkeit dieser Schrift während der Reise erleichtern wird.

Für die der Arbeit beigegebene geologisch colorirte Karte musste eine besondere topographische Grundlage geschaffen werden, für welche der Massstab von 1 : 450.000 gewählt wurde. Für diese topographische Grundlage wurde ausser eigenen Beobachtungen ausschliesslich die vom hiesigen k. k. militärgeographischen Institut herausgegebene Generalkarte (Massstab 1 : 300.000) benützt. Bei dem gewählten kleineren Massstabe schien es zweckmässig, eine grössere Anzahl von Namen wegzulassen und nur diejenigen Ortsnamen u. s. w. beizubehalten, welche für die geologische Orientirung von Bedeutung schienen. Etliche andere Namen wurden aus eben dieser Rücksicht neu hinzugefügt, und an mehreren Punkten, wo es nach den eigenen Wahrnehmungen unbedingt erforderlich war, wurden Verschiebungen oder Umstellungen der beibehaltenen Namen angebracht. Die Bergschraffirung der genannten Generalkarte wurde gar nicht weiter berücksichtigt, weil sie im Vergleich zur Natur allzu willkürlich erschien, und weil es auch die Rücksicht auf den Kostenpunkt der Karte gebot, derartige Schraffirungen wegzulassen.

Zur Zeit meines Aufenthaltes in Montenegro fand ich die russischen topographischen Aufnahmen, deren Resultat unter Anderem die vom Glas Crnagorski publicirten und von Schwarz reproducirten Höhenmessungen sind, noch im Gange, und traf auch mit einem der dabei beschäftigten Officiere in Andrejewica zusammen. Es ist mir indessen seither nicht bekannt geworden, ob die bei jenen Aufnahmen hergestellte Karte publicirt wurde oder überhaupt der Oeffentlichkeit sobald übergeben werden soll. Diese sicherlich zuverlässigste Quelle konnte ich also bei der Herstellung meines bescheidenen Kärtchens nicht benützen.

Der leichteren Uebersichtlichkeit wegen wurde das kleine Gebiet der Bocche di Cattaro gemäss den Aufnahmen von F. v. Hauer und Stache ebenfalls mit geologischer Colorirung versehen, ebenso wie ein schmaler Streifen der an das westliche Montenegro angrenzenden Herzegowina nach den Aufnahmen Bittner's auf unsere Karte übernommen wurde. Für einige kleine, zum Sandschak von Novibazar, sowie zu Albanien gehörige Gebietstheile, welche noch in den Bereich des Kartenblattes fallen, fehlte es gar zu sehr an sicheren Anhaltspunkten, um sie, wie ich gerne gewollt hätte, bei der Colorirung mit zu berücksichtigen. Wollte man dies dennoch thun, so ist es, wie ich nebenbei bemerken will, am wahrscheinlichsten, für die unmittelbar an die Tara angrenzenden Theile des Sandschaks von Novibazar die Weiterverbreitung der Triaskalke von Jezero und Drobnjak anzunehmen und für die Gegend von Gusinje in Albanien die Anwesenheit paläozoischer Schichten vorauszusetzen. Dagegen bleibt es sehr zweifelhaft, ob und in welcher Ausdehnung die Kreidekalke des mittleren Montenegro sich nach den Gebirgen nördlich der Osthälfte des Skutari-Sees forterstrecken, da es aus gewissen Gründen nicht unwahrscheinlich ist, dass sich daselbst triadische Kalkmassen befinden.

Die Karte, so wie sie jetzt vorgelegt wird, zeigt im Ganzen vierzehn Ausscheidungen, welche jedoch, wie es in der Natur der Sache lag, nicht allgemein gleichwerthigen Abtheilungen der geologischen Formationsreihe entsprechen.

Das Gebiet der oberen Tara und die Landschaft Vasovijce.

Mit dieser räumlichen Bezeichnung lässt sich der Bereich der Verbreitung der älteren, namentlich der paläozoischen Bildungen des Landes annähernd genau umfassen. Die betreffenden Gegenden, deren bedeutendste Orte Andrejewica und Kolašin sind, bilden den nordöstlichen Theil von Montenegro und stehen durch ihre namentlich aus Laubholzbeständen zusammengesetzte grüne Waldbedeckung, durch den Wasser- und Quellenreichthum und durch ihre fertigen Thalbildungen in einem wohlthuenden Contrast zu den meist kahlen, durchschnittlich viel felsigeren, wasserarmen und oft durch unvollendete Thalbildungen merkwürdigen übrigen Landschaften des Fürstenthums.

Diese Gegenden umfassen genauer gesagt die ganze obere Tara von ihrem Ursprung bis zur Landesgrenze bei Stitarica und einen Theil des oberen Limgebietes, soweit dasselbe auf montenegrinisches Gebiet fällt. Da nun die kurz erwähnten landschaftlichen und physischen Eigenschaften ganz vornehmlich von der geologischen Grundlage des Terrains abhängig sind, so wollen wir die Umgebung des Thales der oberen Ljewa rieka, obwohl dieselbe streng genommen zum Wassergebiete der Morača gehört, hier in die Beschreibung noch mit einbeziehen, insofern dort bereits analoge geologische Verhältnisse herrschen.

Schon in der Beschreibung meiner Reiserouten konnte bei Erwähnung des Marsches von Podgorica nach Andrejewica gesagt werden, wie auffallend der Contrast zwischen der wüsten Karstlandschaft von Bratonosiči und der Umgebung der Ljewa rieka sei. Beim Herabsteigen von der Höhe von Bratonosiči erkennt man sofort in der Nähe der Localität Jablan mit der Aenderung des Vegetationscharakters und der Beschaffenheit des Weges zusammenfallend eine Formationsgrenze. Man hat wild zerklüftete Kalke verlassen und trifft hier auf einmal auf Schiefer, Sandsteine und röthliche Mergel. Sofort stellen sich auch Quellen ein, welche auf der Höhe von Bratonosiči fehlen.

Die betreffenden Schichten streichen hier ostwestlich und fallen nördlich mit etwa 25 Graden ein. Sie unterteufen den Kalk, an dessen Basis sie auftreten. Es kann erwähnt werden, dass die Grenze des Kalkes gegen diese Schiefer allerdings nicht entsprechend der aufgefundenen Streichungsrichtung verläuft. Die Kalke entwickeln sich zum Theil in der westlichen Verlängerung der Schiefer. Dies hängt indessen nicht etwa nothwendig damit zusammen, dass die Kalke ein wesentlich anderes Streichen besässen, sondern wohl zum Theil mit dem Umstande, dass die Kalkdecke, welche sich über das ältere Schiefergebiet einst ausbreitete, in unregelmässiger Weise denudirt ist.

Für diese einstige grössere Ausbreitung der Kalkdecke über einen Theil des Schiefergebietes hinweg scheinen mancherlei Umstände zu sprechen. Beispielsweise bestehen die gezackten Kuppen des Berges

Živa, den man von einigen freieren Aussichtspunkten dieser Gegend im Osten aufragen sieht, augenscheinlich wieder aus Kalk. Man kann in diesem und an andern Punkten also das Auftreten einzelner Reste einer ehemals zusammenhängenden grösseren Kalkdecke erblicken.

Jenseits einer niedrigen Wasserscheide gelangt man von Jablan in das Thal der Ljewa rieka, wo glimmerige Schiefer (nicht etwa mit Glimmerschiefern zu verwechseln) und feinkörnige Sandsteine entwickelt sind. Dieselben enthalten kalkige Einlagerungen, welche überall von grossen Kalkspathadern durchzogen sind. Auf einigen Schichtflächen des Sandsteins sah ich auch hieroglyphenartige Wülste, wie sie unsern Flysch so auszeichnen, wie sie aber schliesslich auch in andern Sandsteinentwicklungen nicht so selten vorkommen.

An einer Stelle sah ich hier genau meridionales Streichen, aber meist herrschen nordwest-südöstliche Richtungen vor. Nordöstliches Fallen ist ganz vorwaltend. Hie und da reitet ein Fetzen Kalk, wie es den Anschein hat discordant, auf dem Schiefer- und Sandsteincomplex.

Was nun das Alter aller dieser Schichten anbelangt, so lässt sich dasselbe nicht durch paläontologische Belege nachweisen. Wir können nur sagen, die dunklen Schiefer sammt den ihnen beigeordneten Sandstein- und Kalkvarietäten der Ljewa rieka haben den Habitus paläozoischer Schichten, die partienweise darüber ansteigenden Kalke mögen am ehesten als triadisch aufgefasst werden, und ebenso die bei Jablan zunächst an die dortigen Schiefer angrenzenden Kalke, in denen die Rudisten der Kreide nicht gefunden wurden, welche in den sonst in Montenegro vielfach verbreiteten Kreidekalken bisweilen vorkommen. Die röthlichen und die glimmerigen Schiefer jedoch bei Jablan und die denselben zunächst benachbarten Gesteine wurden für Werfener Schichten (untere Trias) gehalten, mit denen sie am meisten übereinzustimmen schienen. Hier stehen wir jedenfalls auf dem unsicheren Boden des subjectiven Ermessens, doch glaube ich, dass sich die vorgebrachten Annahmen durch die später zu beschreibenden Thatsachen insoweit werden stützen lassen, als im Hinblick auf dieselben jede andere Deutung die Wahrscheinlichkeit gegen sich hätte.

Setzt man den Weg die Ljewa rieka aufwärts fort, um oberhalb des Orts Kowarszyce die Wasserscheide gegen das Taragebiet zu übersteigen, so trifft man wieder mehrfach rothe Schiefer, die den Werfener Schichten der Alpen sehr ähnlich sind, und welche mit dolomitischen Lagen verbunden sind. Es scheinen hier mehrfache Faltungen vorzukommen, da man neben diesen Werfener Schichten auch noch hie und da Spuren der älteren grauen Schiefer hervortreten sieht.

Jenseits dieser bewaldeten Wasserscheide gelangt man auf einen grasbewachsenen welligen Thalgrund, wo ein Bach Namens Veruša einen Hauptquellfluss der Tara vorstellt. Bald verengt sich das Thal, welches von der Verengung an den Namen Tara annimmt. Der grasbewachsene, flachwellige Thalgrund mit den sanften Gehängen seiner Umgebung deutet auf Schieferboden. Kurz vor der Thalverengung aber wird durch herumliegende Blöcke ein grobschichtiger Sandstein bemerkbar. Die Verengung selbst wird durch mächtige Kalkfelsen bewirkt. Der betreffende Kalk ist von grauer Farbe, enthält stellenweise grün-

liche Punkte eines erdigen Minerals, einzelne Durchschnitte von späthigen Crinoidengliedern, und ist etwas oolithisch. Er fällt beim Eingang der Thalverengung südwestlich mit ziemlich steilem Neigungswinkel, bald aber wendet sich das Einfallen im umgekehrten Sinne, so dass das Bild eines Sattels entsteht. Diese Kalke dürfen ihrer Lagerung gemäss als eine Einlagerung in die Masse der älteren Schiefer betrachtet werden.

Auf dem Wege thalabwärts nach Han Garandzič kommen dann ähnliche Kalke nochmals zum Vorschein. Abwärts von Han Garandzič gegen Matešewo zu und andererseits oberhalb dieses Dorfes an der hier mündenden Ljuboštica ostwärts hinaufgehend wird der paläozoische Charakter der Gesteine immer ausgesprochener. Es herrschen vielfach schwarze, glimmerglänzende Thonschiefer, ähnlich denen von Nova Kassaba in Bosnien, wie ich sie in meinem Aufsatz über das östliche Bosnien genauer beschrieben habe. Daneben kommen hier vielfach stark verkieselte, feste Conglomerate vor, auch Sandsteine und stellenweise Quarzite. Auch schwärzliche Kalke fehlen nicht. Pečina dzinowice und Jasenowa heissen Oertlichkeiten im Ljuboštica-Thale, wo solche verkieselte Conglomerate und dunkle Kalke besonders deutlich entwickelt sind.

Die Streichungsrichtungen, die ich hier abnahm, waren fast alle ostwestliche, beziehentlich nordwest-südöstliche.

Endlich beginnt oberhalb des einsamen Han Dirndarski und einer Mühle der Anstieg über die Wasserscheide zwischen der Ljuboštica und dem Bach von Kralje oder allgemeiner gesagt zwischen Tara und Lim. Hier sieht man vorwiegend dunkle Thonschiefer und glimmerige feste, oft schiefrige Sandsteine. Oben auf der Höhe, von der aus man in ziemlicher Nähe die beiden steilen Gipfel des Kom erblickt, herrschen Sandsteine. Beim Abstieg in der Gegend des Dorfes Kralje oder Krali kommen dann wieder Schiefer zum Vorschein. Sie herrschen mit Sandsteinen bis Andrejewica und darüber hinaus.

Der von Krali kommende Bach führt zahlreiche Stücke von weissem Quarz, oft von bedeutender Grösse. Dieser Quarz stammt augenscheinlich von Gangmassen her, die in den Schiefern aufsetzen. Mich erinnerte dieses Vorkommen sofort an das sehr ähnliche Quarzvorkommen in der gleichfalls aus paläozoischen Schiefern bestehenden Gegend zwischen Nova Kassaba, Lubowija und Srebrenica in Bosnien, welches ich (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 333 und 338) in meiner Abhandlung über das östliche Bosnien erörtert habe.

Ein wechselvolles Profil ist oberhalb Andrejewica, längs der Zlorjecica zu beobachten, am Wege nach Cecun. Zunächst sieht man schrägüber von Andrejewica am rechten Bachufer bis oben hinauf am Berge einen Kalkstein in Felsen anstehen, der sich durch Breccienstructur auszeichnet und von grauer oder dunkler Farbe ist. Dieser Kalk erinnerte mich im Habitus an gewisse paläozoische Kalke Kärntens. Die Schichtenstellung scheint eine sehr steile zu sein. Dann kommen wieder Schiefer, namentlich dunkle, glimmerige Thonschiefer und auch Sandstein. Nach einiger Zeit verengt sich das Thal zu einer schmalen, wilden, von fast senkrechten Wänden eingefassten Schlucht, namens Bissibaba. Diese Thalverengung wird durch beiderseits auftretende

Kalke hervorgerufen. Weiter thalaufwärts kommen dann wieder Schiefer, zum Theil grüne Talkschiefer, welche kurz vor dem kleinen, aus wenigen Häusern bestehenden Orte Krnieč anstehen. Endlich treten dort, wo die Zlorjecica mit der Lipowica zusammenfliesst, Quarzitschiefer auf.

Von Andrejewica aus unternahm ich auch einen Ausflug nach dem Kom. Der Weg führt westsüdwestlich zunächst auf den Gebirgsrücken, welcher sich zwischen der Zlorjecica und dem bei Krali fliessenden Krstica-Bache erhebt. Anfangs ist der Aufstieg steil, dann gelangt man auf einen flacheren, langsamer ansteigenden Rücken. Gegen den oberen Theil des steilen Aufstieges zu treten einige Kalkfelsen auf. Dieselben entsprechen wohl der Fortsetzung der in der Bissibaba-Schlucht entwickelten Kalke, ihr Auftreten ist aber anscheinend ein klippenförmiges inmitten einer Schiefer- und Sandsteinhülle. Der Kom selbst besteht aus zwei annähernd gleich hohen schroffen Gipfeln, deren östlicher, gegen Andrejewica zu gelegener den Namen Vasovički kom, und deren westlicher, gegen die obere Tara zu gelegener den Namen Kučki kom führt. Der letztere scheint um etwas höher als der erste zu sein. Diese beiden Gipfel bestehen aus hellgrauen Kalken und hellem zuckerkörnigem Dolomit. Versteinerungen wurden darin nicht gefunden. Es sind diese Kalke und Dolomite den Schieferbildungen aufgesetzt, also jedenfalls jünger als dieselben, während man die Kalke in der näheren Umgebung der Zlorjecica ihrem ganzen Auftreten nach als der Schieferbildung eingelagert betrachten muss. Ich bin deshalb geneigt, die Gipfelgesteine des Kom für triadisch zu halten. Ausdrücklich muss jedoch erwähnt werden, dass hier zwischen den Kalken und Dolomiten einerseits und den älteren Schiefern andererseits sich keinerlei Bildungen einschalten, welche mit den Werfener Schichten in Beziehung gesetzt werden könnten. Unmittelbar unter den Kalkmassen liegen glänzende Glimmerthonschiefer, welche in mancher Beziehung den der Kohlenformation angehörigen Schiefern von Tergove in Kroatien ähneln.

Als Merkwürdigkeit erwähne ich hier noch, dass auf einem der Gipfel des Kom sich nur etwa einige hundert Fuss unter der höchsten Spitze eine Quelle befinden soll. Diese Thatsache ist den Bewohnern der Umgebung jedenfalls sehr auffällig, denn ich wurde wiederholt von meiner Begleitung auf dieselbe aufmerksam gemacht. Auf eingehendes Befragen erfuhr ich allerdings, dass die betreffende Quelle nicht direct auf dem höchsten Punkt zu Tage tritt, wie man mir anfänglich versichert hatte.

Der hohe Gebirgskamm, welcher sich südöstlich vom Kom erhebt, und der von der Gebirgsmasse desselben durch das tief eingeschnittene Thal des Quellbachs der Zlorjecica getrennt ist, schien mir in seinem oberen Theile gleichfalls aus Kalk zu bestehen. Zugänglich war dieses Gebirge zur Zeit nicht, weil sich hier in der Nähe bereits die albanesische Grenze befindet und die Aufregung der Bevölkerung in diesen Grenzdistricten die Lage eines einzelnen Reisenden, der sich dahin wagen würde, zu einer sehr gefährlichen macht. Schon von dem Besuch des Weges zwischen Andrejewica und Cecun hatte man mich in Andrejewica aus Besorgniss für meine Person mit sanftem Zwange zurück-

halten wollen. Ich bin deshalb auch nicht in der Lage, genau angeben zu können, wo sich die diabas- oder melaphyrartigen Eruptivgesteine anstehend befinden, welche man in der Nähe von Andrejewica in der Zlorjecica vielfach als Gerölle sieht. Das Verfolgen solcher Geschiebe bachaufwärts machte es mir indessen wahrscheinlich, dass derartige Eruptionsmassen in der oberen Zlorjecica unterhalb der Südostgehänge des Kom den paläozoischen Schiefern eingelagert vorkommen. Ich habe diese Vermuthung auf der Karte zum Ausdruck gebracht, um künftige Forscher auf den Gegenstand aufmerksam zu machen. Auch im oberen Theil des Lipowicathales mögen derartige Gesteine zu finden sein.

Was ich jedoch hier noch speciell erwähnen möchte, ist das Vorkommen hoher deutlicher Thalterrassen in der Gegend von Andrejewica sowohl an der Zlorjecica als am Lim in der Gegend seines Zusammenflusses mit dem erstgenannten Bach und weiter abwärts in der Richtung nach Berane zu.

Wir wenden uns nun von Andrejewica nordwestlich nach Kolašin und übersteigen zunächst eine Gebirgsmasse, welche das von Kralje kommende Krstica-Thal von dem nördlich davon verlaufendeu, dem Lim zueilenden Gradašnica-Bache trennt. In der Nähe des Dorfes Slatina emporsteigend treffen wir stellenweise auf dunkle Kalkeinlagerungen im Schiefer und auf der Höhe die mächtige Entwicklung eines Felsabstürze bildenden quarzitischen Sandsteins. Bald aber sieht man wieder die Thonglimmerschiefer nahe beim Wege.

Etwas unterhalb der Passhöhe streichen dünn geschichtete quarzitische Lagen in Stunde 19. Nach kurzer Zeit gelangt man in das Thal und längs der Gradašnica aufwärts weiter gehend sieht man helle kieselige Gesteine mit stellenweisen Uebergängen in röthlichen Quarzit oder Jaspis. Das Fallen aller Gebilde ist nordwärts gerichtet. Die glimmerglänzenden Schiefer hat man noch immer in der Nähe.

Nach einiger Zeit verlässt man die Gradašnica und wendet sich rechts nordwestwärts gegen die Höhe des Bać zu. Zunächst kommt man zur Alpe Šerinjak, wo nicht eben sehr grobkörnige Conglomorate von etwas flasriger Structur und dann wieder glimmrige Sandsteine auffallen. Sehr häufig kommen in dieser Gegend inmitten der Sandstein- und Schieferbildungen Gänge von weissem Quarz vor. Während wir am Ausgange der Krstica bei Andrejewica nur aus losen Blöcken auf das Vorkommen solcher Gänge schliessen konnten, haben wir hier im Gebiet der Gradašnica den anstehenden Quarzfels vor uns. Wenn irgendwo in Montenegro, so wäre in solchen Quarzen die Möglichkeit kleiner Goldvorkommen gegeben. Leider konnte zur Zeit die Analyse einiger Stücke, die ich aus der Krstica und vom Bać mitbrachte, die feine Vertheilung von Gold in der Gesteinsmasse noch nicht nachweisen.

Der Gipfel des Bać und die daran angrenzenden Kuppen stellen rasenbedeckte Alpenhöhen vor. Derselbe Landschaftscharakter herrscht in der Umgebung des Katun [1]) von Kriwido. Was man von Gesteinen in der Nähe anstehen oder herumliegen sieht, sind glimmerige Sandsteine.

[1]) Unter Katun versteht man in Montenegro die Sommerdörfer der Gebirgsbewohner, etwa den Sennereien der Alpen, den Salaschen der slovakischen Theile der Karpathen vergleichbar.

Von Kriwido geht der Weg hinab gegen Rijecina, während die Gipfel der Gradina und des Kluč rechts nördlich liegen bleiben. Diese Berge bestehen ausser den genannten Sandsteinen noch aus grauen dichten Kalken und grünen diabasischen Eruptivgesteinen, mit welchen vielfach rothe Hornsteine verbunden sind.

Endlich treten 1½ Stunden von Kolašin, z. B. an der vorletzten Anhöhe, die den Weg vor dem Abstieg ins Tara-Thal überschreitet, glänzende Thonglimmerschiefer auf, welche in Stunde 22 streichen. Diesen Schiefern sind helle Kalke und Dolomite aufgesetzt, in denen ich mit grosser Wahrscheinlichkeit eine Vertretung der Trias erblicke. Auf der letzten Höhe vor dem Abstieg ins Tarathal sind wieder Thonglimmerschiefer zu beobachten.

Kolašin liegt in einer Thalerweiterung der Tara, welche von prächtigen, pittoresken, indessen relativ nicht allzu hohen Berggipfeln eingefasst wird. Bemerkenswerth ist hier ähnlich wie am Lim das Auftreten deutlicher Thalterrassen.

Namentlich ist eine niedrigere, dafür aber sehr breite Schotterterrasse am rechten Ufer gleich nördlich unterhalb der Stadt und eine höhere, aber schmälere Terrasse am linken Ufer auffällig.

Gleich westlich von der Stadt am linken Ufer des Flusses stehen Kalke an. Bald gelangt man, den Fluss abwärts wandernd, an ein von Westen kommendes Thal, in dessen Hintergrunde gezackte Kalkgipfel zum Vorschein kommen. Dreniak und Plana heissen die nächstgelegenen Dörfer daselbst. Auch die nächste Flussenge an der Tara besteht aus Kalk. Die Kalke sind zumeist grau, die dunkleren Partien sind vielfach von weissen Adern durchzogen, aber auch röthliche und roth und weiss gebänderte Kalke kommen vor. Versteinerungen wurden nicht gefunden. Doch spricht die directe Auflagerung dieser Kalke auf älteren Gesteinen wohl für Trias.

Bald nämlich erweitert sich das Thal wieder, und ein kleiner von Westen kommender Bach schneidet sich in Sandsteine ein, die mit schwarzen Schiefern verbunden sind. Diese Gesteine gleichen durchaus denen, die man in Kroatien im Niveau des Carbon findet. Die betreffende, auch durch ein kleines Dorf ausgezeichnete Localität heisst Trebaljevo.

Bald kommt eine neue Thalverengung. Dieselbe wird jedoch nicht mehr durch Kalk gebildet, sondern durch Grünsteine (Diabase) in mächtiger Entwicklung, welche bis zum verfallenen Han Maklavir anhalten. Zwischen Han Maklavir und Stitarica herrschen dann wieder Schiefer, so dass, im Ganzen betrachtet, der Diabas als ein den Schiefern untergeordnetes Gestein erscheint. Gerade diese Diabase von Trebaljevo haben übrigens das Auftreten eines massigen Ausbruchs an sich, und jene Unterordnung bezieht sich nur auf das räumliche Vorkommen und wohl bis auf einen gewissen Grad auf das Alter des Gesteines, nicht aber wurden hier Verhältnisse wahrgenommen, welche eine schichtweise Einlagerung des Diabas in die älteren Schiefer zur nothwendigen Annahme machen. Den porphyritischen Diabasen sind hier auch porphyrische Quarzdiorite untergeordnet, doch ist mir das wechselseitige Verhältniss dieser von einander etwas verschiedenen Eruptivmassen unklar geblieben.

Stitarica liegt schon in unmittelbarer Nähe der Landesgrenze gegen den Sandschak von Novibazar zu, und weiter nördlich bin ich deshalb hier nicht gekommen. Dagegen machte ich in dem bei Stitarica in die Tara mündenden Thal noch eine kleine Excursion westwärts. Die Höhen westlich von Stitarica fand ich dabei von Kalken gekrönt, die ich provisorisch der Triasformation zurechne. Etwa eine Stunde oberhalb Stitarica kommen am linken nördlichen Gehänge dieses Seitenthales intensiv rothe Sandsteine vor, welche über den dunklen Sandsteinen und Schiefern und unmittelbar unter den genannten Kalken liegen. Man wird nicht fehl gehen, wenn man in diesen rothen Sandsteinen eine Vertretung etwa des Grödener Sandsteines der Alpen, also der unteren Trias voraussetzt.

Die obere Morača.

Der Bergrücken, welcher zwischen der Tara bei Kolašin und der oberen Morača beim Kloster Monastir Morački sich erhebt, besteht noch aus paläozoischen Schichten, wobei ich nicht ausschliessen will, dass nicht stellenweise ein Fetzen untertriadischer Gesteine vorkommt. Von Kolašin aus folgt man, nachdem man das Tarathal verlassen hat, zunächst einem kleinen Bach nach aufwärts. Man sieht alte Schiefer und etwas Sandsteine, im ersten Theil des Weges auch einmal graue Kalkschiefer, welche genau nordsüdlich streichen, bei steiler Schichtenstellung. Bald jedoch ändert sich das Streichen und ist in Stunde 9 zu beobachten, während das Fallen nordöstlich wird. Dasselbe Streichen hält auch jenseits der Wasserscheide noch an, wo aber öfters entgegengesetztes Fallen auftritt. Man hat es dabei immer noch mit denselben Bildungen zu thun, nur treten an dem gegen die Morača gekehrten Abhange evidente Einlagerungen von Kalk und kalkigen grünen Schiefern in den anderen Schieferbildungen auf, welche beispeilsweise auch in der Nähe der Dörfer Djurdjewina und Rajčevina entwickelt sind.

Man kann die Umgebung des Klosters Monastir Morački nicht im eigentlichen Sinne des Wortes eine Thalerweiterung nennen, denn der Fluss Morača windet sich hier durch eine tief eingeschnittene, schmale Schlucht hindurch, wohl aber wird die Landschaft in Folge der Ausbreitung der beschriebenen Schiefergesteine gegen Kolašin zu etwas freier und offener, und nach Norden und Westen werden die sanfteren hügeligen Formen des Schiefergebirges von phantastisch geformten Kalkgipfeln überragt, welche hier namentlich von der Gegend von Rajčevina aus gesehen einen grossartigen Hintergrund für das Bild der Gegend abgeben. Auch südwärts treten Kalkmassen, obschon nicht in so bedeutenden Höhenverhältnissen, auf, durch welche Gebilde der Fluss eine Strecke unterhalb des Klosters sich hindurchzwängt, in Folge dessen die Landschaft in der Umgebung des Thales daselbst wieder ihren freieren Charakter verliert. Diese letzterwähnten Kalkmassen bilden dann die Ufer der Morača bis in die Gegend von Podgorica hin, wovon später die Rede sein wird.

Das erwähnte Kloster ist auf dem rechten Ufer der Morača erbaut. Es steht auf einer kleinen Ebene, deren grösster Theil von den baulichen Anlagen des Klosters selbst eingenommen wird, während auf

dem südlichen freien Theil dieser Ebene nur noch ein elender Han (Wirthshaus) sich befindet. Diese kleine Ebene bildet die Oberfläche einer Conglomeratmasse, welche in einer steilen, meist nahezu senkrechten, stellenweise sogar überhängenden Wand über dem Flusse aufsteigt. Die Höhe dieser Wand schätzte ich auf etwa 120 Fuss. Ein schmaler Wasserfall, der von einer in der Nähe des Klosters entspringenden Quelle gespeist wird, stürzt sich als langer Strahl über die Conglomeratwand herab. Der Fluss hat gerade hier ein recht schmales, schluchtartiges Bett, und seine beiden Ufer werden an dieser Stelle durch eine gemauerte Brücke verbunden. Der Weg an dem Conglomeratfelsen hinauf ist schmal und nicht ganz ungefährlich. Man beobachtet daselbst, dass die Gemengtheile des Conglomerats völlig gerundet und meist sehr gross sind. Ihre Verkittung ist keine übertrieben feste. Schichtung wird zumeist nicht wahrgenommen; wo man solche zu sehen glaubt, was aber nur in einer gewissen Distanz von der Conglomeratwand möglich ist, scheint sie horizontal zu sein. Das Conglomerat ist nichts anderes als ein nachträglich verkitteter Flussschotter der Morača, welche heute noch einen den Gesteinen und der Grösse der Bestandtheile nach ganz ähnlichen Schotter führt. Wir haben es mit einer diluvialen Bildung zu thun, in welche derselbe Fluss, der sie abgesetzt hat, sich heute einschneidet, und die ebene Oberfläche, auf welcher das Kloster steht, ist die einer alten Flussterrasse.

Freilich gehen die Reste dieser Terrasse einer immer weiteren Zerstörung entgegen. Grosse Klumpen des Conglomerats sind in den Fluss hinabgestürzt, andere drohen mit Ablösung von der Felswand und spätestens in einigen 100 Jahren werden die Bewohner des Klosters daran denken müssen, ihren Wohnsitz wo anders zu suchen.

Gleich hinter dem Kloster am rechten Moračaufer sah ich Kalke, in denen der oben erwähnte Wasserfall seine Quelle hat. Am Wege von Monastir Moracki nach dem obersten Quellgebiet der Morača sieht man zunächst vielfach Schiefer und Sandsteine von paläozoischem Habitus. Bei Osretin sind Kalke diesem Schichtensysteme untergeordnet. Ein Bach, der sich in einem kleinen Wasserfall über diese Kalke stürzt, hat dieselben aufgeschlossen. Die letzteren sind dunkel, etwas späthig und erinnern etwas an die Kalke, welche ich am rechten Ufer der Zlorjecica schrägüber von Andrejewica kennen lernte.

Der Weg geht dann auf der rechten Thalseite der Morača weiter, aber mehr und mehr auf dem Gebirge ansteigend und die Nähe des Flusses verlassend. Noch einigemal trifft man auf Kalkbänke, welche sicher den Schiefern untergeordnet sind. Hinter Osretin führt der Weg sogar einmal über einen senkrecht gegen den Fluss abstürzenden hohen Kalkfelsen, und gleich hinter diesem Felsen bei der Localität Čelina sieht man weisslich gefleckten porphyrischen Diabas, welcher stellenweise in Serpentin übergeht, ein Fall, der, wie ich ausdrücklich erwähne, bei den Grünsteinen Montenegros sehr selten ist. In der Nähe kommt hier auch rother Jaspis vor.

Dann passirt man kurz vor Jablan eine Schlucht mit hohen senkrechten Kalkwänden. Dieser meist hellfarbige Kalk zählt nicht mehr zu den den älteren Schiefern augenscheinlich eingelagerten Kalkmassen, wie man sie bisher getroffen hatte, sondern scheint bereits einer

grösseren Partie triadischer Kalkmassen anzugehören, wie sie weiter aufwärts die Gipfel der höheren Gebirge bilden. Dann kommen wieder Schiefer und Sandsteine. Der Weg führt hier an zwar nicht überall gänzlich unzugänglichen, aber doch sehr steil abfallenden tiefen Abgründen vorüber, in deren Grunde man den Fluss erblickt.

Eine Strecke weiter aufwärts theilt sich das Thal, denn es mündet am rechten Ufer bei Pośnia (oder Porśnia) ein starker Zufluss in die Morača, der grosse Blöcke von Kalk in seinem Bette mitbringt. Dieser Kalk scheint vom Berge Taleh zu kommen, dessen scharfe Conturen man im Hintergrunde wahrnimmt. Das Aussehen dieser Kalke spricht nicht gegen ihre Deutung als triadisch. Aus ähnlichen Kalken bestehen auch die vielfach zackigen Kämme des Kokorawac schrägüber auf der linken Morača-Seite, während die unteren, um etliche Grade minder steilen Abhänge des Kokorawac aus Schiefern, zum Theil verbunden mit rothen Jaspissen bestehen. Gleich hinter Porśnia zeigen sich auch am rechten Gehänge rothe Schiefer mit Jaspissen und Diabasen, welche bald auf beiden Thalgehängen in grossen Massen auftreten. Die Diabase erweisen sich nach Baron Foullon's Untersuchung zum Theil als Quarzdiabasporphyrit. Namentlich an dem Bache, der in der Nähe von Starce und etwas noch unterhalb des Kirchdorfes Dragowica auf dem rechten Ufer der Morača einmündet, tritt dieses Gestein mächtig entwickelt hervor, während im oberen Hintergrunde dieses Baches die Kuppen Kapa (östlicher gelegen) und Powki vrh (westlicher gelegen) wieder aus Kalk bestehen, ebenso wie die vielfach gezackten Zinnen der Anhöhen oberhalb Dragowica.

Diese obere Morača zeigt sich als echtes Erosionsthal. Der Fluss hat dabei nicht allein die triadische Kalkdecke durchnagt, welche noch in steil abfallenden wilden Felsen die Höhe zu beiden Seiten des Thales krönt, sondern auch noch tief in die Unterlage des Kalkes hat sich derselbe eingeschnitten.

Von Dragowica aus wendete ich mich über das Gebirge nordwestwärts hinüber in das Thal von Zirowac. Die dabei überschrittene Wasserscheide ist ein Stück der grossen Wasserscheide zwischen Adria und Pontus. Ich ging zunächst nach der Ortschaft Aluga, welche hoch oben bereits am Rande der steilen Kalkfelsen gegen die mit Eruptivgesteinen verknüpfte Schieferunterlage gelegen ist. Meine längeren Bemühungen, hier in dem Kalk etwas von organischen Resten zu finden, blieben erfolglos.

Dafür wurde ich überrascht durch die Wahrnehmung, dass der Kalk sich hier nicht continuirlich bis auf die Höhe des Gebirges ausbreitete. Oberhalb der Kalke von Aluga traf ich auf einen Gesteinswechsel. Gesteine von sandigem Typus zeigten sich allenthalben auf der ganzen Passeinsenkung bis zu dem obersten Punkte, wenn auch beiderseits des Aufstiegs stellenweise von emporstrebenden Kalken flankirt. Der Passübergang, welcher beiläufig bemerkt Dobrodo heisst, gestaltet sich in Folge des angegebenen Zurücktretens der Kalke zu einem keineswegs schwierigen, wenigstens nicht von dieser Seite aus, und es ist desshalb zu verwundern, dass man Herrn Schwarz, der, wie er schreibt, die Absicht hatte, aus dem später zu erwähnenden Tuszyna-Thal direct nach der oberen Morača zu gehen, von diesem

Vorhaben abgeschreckt hatte. Er hätte allerdings von der entgegengesetzten Seite den Pass erklimmen müssen, indessen gibt es in Montenegro jedenfalls anderwärts viel schlechtere Wege als diesen.

Etwa eine halbe Stunde oberhalb Aluga beginnt ein hochstämmiger Buchenwald und hier kommen nicht allzuselten Spuren eines hellen Sandsteines zum Vorschein. Die Kalke der benachbarten Höhen sieht man wohl hie und da gebogen, aber doch meist flach geschichtet erscheinen. Es ist dieser Anschein indessen grossentheils dem Umstand zuzuschreiben, dass die Schichtung sich vom Wege aus theilweise im Streichen präsentirt. Dieser Weg verläuft nämlich vielfach nicht sehr schräg gegen das Schichtstreichen, woraus auch das obenerwähnte stellenweise Vorkommen von Kalkmassen beiderseits der Sandsteine am Wege erklärbar wird, während andererseits in Betracht gezogen werden darf, dass die Kammlinie des Gebirges, über welches der Pass führt, nicht genau dem Schichtenstreichen entspricht.

Die Sandsteine, welche, wie gesagt, bis zur obersten Passhöhe gehen, werden daselbst vielfach grobkörnig und conglomeratisch. Was die Deutung derselben anbelangt, so will ich gleich hier erwähnen, dass dieselbe im Zusammenhange mit späteren Beobachtungen in der näheren Umgebung des Dormitor vorgenommen wurde. Ich vermuthe, dass wir hier ein ungefähres Aequivalent der Wengener Schichten vor uns haben. Ueber die allerdings schwachen Anhaltspunkte zu dieser Vermuthung werde ich mich später noch äussern.

Die Kuppen, welche zu beiden Seiten der Passhöhe sich befinden, und die ich zum Theil bestieg, während meine Leute eine längere Rast hielten, bestehen zumeist aus hellem Kalk. Auf einer der westlich vom Pass gelegenen Kuppen sah ich auch röthliche Kalkschiefer und fand daselbst ein Streichen in Stunde 10—11 mit ziemlich steilem ost-nordöstlichem Einfallen. Diese Streichungsrichtung, die hier die herrschende zu sein scheint, erklärt sehr gut die beim Aufsteigen auf den Pass wahrgenommene Nichtübereinstimmung zwischen den Zonen der Gesteinsverbreitung und der mehr ostwestlichen Kammlinie des Gebirges.

Dem beschriebenen Einfallen entsprechend, greift der obere Kalk nördlich vom Pass tiefer herab als auf dessen Südseite. Aber auch die Sandsteine treten am Nordgehänge noch in ihrer Fortsetzung dort zu Tage, wo der Weg mit seinen Krümmungen ihre Verbreitungszone kreuzt. Tiefer unten, gegen das Zirowac-Thal zu, sah ich aber schwarze Schiefer angrenzend an den Triaskalk zum Vorschein kommen, welche einen paläozoischen Habitus zeigten, und da dann weiterhin im Zirowac-Thale an dem Südgehänge der Sinjawina, wie wir gleich sehen werden, Gesteine auftreten, die wir kaum anders denn als Werfener Schichten deuten können, so dürften wir es am Nordabhange des Dobrodo-Passes mit einer Verwerfung zu thun haben, der zufolge nordöstlich von dem triadischen Kalkcomplex mit seiner Sandsteineinlagerung wieder die älteren Gebilde auftauchen.

Der Dormitor und seine Umgebung.

Auf der Höhe des Passes von Dobrodo und der daselbst in der Nähe befindlichen Kuppen hatte ich zum erstenmal Gelegenheit, den

Dormitor in der Entfernung zu erblicken, der sich von hier aus freilich noch nicht sehr imposant präsentirt. Mit dem Abstieg von dem genannten Passe gelangen wir auch bereits in Gebiete, die sich am natürlichsten für unsere Beschreibung um das grosse Kalkmassiv des Dormitor gruppiren lassen. Das letztere bildet nämlich das Centrum eines Gebietes, welches im Norden von dem tiefen Einschnitt der Tara begrenzt wird, im Westen von der Piva und im Süden von der Komarnica und dem Bukowica-Flusse, in welchen der Zirowac-Bach, den wir hier erreicht haben, einmündet; nur im Osten sind die Grenzen gegen die Gebirgsmassen, die sich westlich von Kolašin und Stitarica aufthürmen, willkürlichere.

Der Zirowac-Bach, weiter unten auch Tuszyna genannt, verläuft ungefähr von Osten nach Westen. Die südlichen Gehänge seines obersten Laufes werden von denselben Gebirgsmassen gebildet, welche den Nordabhang der oberen Morača darstellen, vom Kokorawac und seinen westlichen Fortsetzungen, die Nordgehänge aber des oberen Zirowac-Thales bestehen aus einer gleichfalls hohen Kette, welche den Namen Sinjawina führt.

Die oberen Partien der Sinjawina sind ähnlich wie der Kokorawac aus Kalk zusammengesetzt, den wir für triadisch ansprechen. An dem unteren Theil der Gehänge kommt dagegen viel rother Jaspis und auch Diabas vor. Das ist namentlich bei der Häusergruppe von Zirowac und von da thalaufwärts der Fall. Es ist dies ganz dasselbe Schichtensystem, welches wir in der obersten Morača den Werfener Schichten zuzählen mussten.

Im obersten Theil des Zirowac-Thales soll sich eine Mineralquelle befinden. Ich habe dieselbe aber nicht besucht.

Nicht ganz unwichtig wäre auch eine directe Verbindung meiner hiesigen Beobachtungen mit den Ermittlungen gewesen, welche ich im Tarathale bei Kolašin früher angestellt hatte. Doch hätte ich dazu noch einmal nach Kolašin zurückkehren müssen, was viel Zeitverlust verursacht hätte.

Ich bin also betreffs der Zusammensetzung des betreffenden Gebirgsstückes nur auf Vermuthungen angewiesen, sowie auf eine Schilderung, welche Schwarz von diesem Wege gegeben hat. Aus dieser Schilderung geht hervor, dass die Verbindung von dem Tuszyna- und Zirowac-Thal mit der Tara über das in die letztere mündende Lipowica-Thal bewerkstelligt wird, und dass der Pass, der dabei zu überschreiten ist, eine Art von Querriegel zwischen der östlichen Verlängerung der Sinjawina und der Erhebung des Kokorawac und der Moračko Gradištie vorstellen muss. Schwarz (l. c. pag. 306) nennt diesen Pass eine „Einsattlung in einem niedrigen Rücken". Als der Reisende diese Höhe erreicht hatte, dehnte sich ein welliges Hochplateau vor seinen Blicken aus, dem die Eingeborenen übrigens noch den Namen Sinjawina Planina gaben, mit welchem man auch die unmittelbar nördlich von Zirowac aufsteigenden Gehänge bezeichnet.

„Nachdem wir", schreibt Schwarz, „etwa $1^1/_2$ Stunden die trostlose Fläche hin und her durchwandert hatten, veränderte sich unvermuthet die Scenerie. Wir standen am Rande eines tiefen Abgrundes. Von drunten herauf grüssten anmuthige Thäler mit grünen

Bäumen und silberglänzenden Wasseradern. In einer Art jäher Rinne zog nunmehr der Weg abwärts, häufig von breiten, glatten Platten oder tiefem Schlamm bedeckt. Endlich lag die böse Sinjawina hinter uns. Wir befanden uns in einem engen Waldthale von wunderbarer Schönheit. Murmelnde Gewässer, saftige Grasplätzchen mit gelben Butterblumen, massige Rothbuchen und langgestreckte Kiefern (*Pinus halepensis*), scharfkantige Felsnadeln und abgescheuerte Blöcke bildeten unsere Umgebung. Wie so enorm verschieden von dem dürren Westen trat uns doch hier der Osten der Crnagora entgegen! Nur eins war sich gleich geblieben, nämlich die Laune des Gewässers, das auch hier an manchen Stellen plötzlich verschwand, um wenig später wieder zum Vorschein zu kommen."

„Unser Waldbach leitete uns hinab zum Lipow, einem Nebenflusse der Tara. Die Scenerie gestaltete sich jetzt wieder anders. Weite Wiesenflächen wurden links von den schroffen Zacken und Wänden eingerahmt, mit denen die Sinjawina hier abstürzt. Rechts dagegen erheben sich hohe Rücken, die zu oberst mit rabenschwarzem Nadelholz bedeckt erscheinen, während tiefer unten das Laubholz erst mit vereinzelten kecken Exemplaren auftrat, bis es endlich als dichter Wald ganz allein noch herrschte."

Das Thal wurde nun rasch breiter und milder, bis endlich Kolašin in Sicht kam.

Es scheint sonach, dass auf der Höhe des Passes zwischen den beiden Thälern Kalke anstehen, welche sich bis zu einer gewissen Tiefe gegen die Lipowica hinabziehen, weil der Berichterstatter vom stellenweisen Verschwinden der Gewässer daselbst spricht, welches Phänomen in Montenegro eben nur im Kalkgebiet vorkommt. Haben wir es aber daselbst mit einem Kalk zu thun, so kann dies der Analogie mit den Verhältnissen der Umgebung gemäss nur ein Triaskalk sein. Der Umstand wiederum, dass dem Reisenden beim Betreten des tieferen Lipow-Thales ein Scenenwechsel auffiel, dass er von weiten Wiesenflächen und dergleichen spricht, liesse sich vielleicht in Zusammenhang bringen mit einem Wiederhervortreten der den Kalk unterlagernden Schiefer, welche uns ja ohnehin aus der Gegend von Kolašin bekannt wurden. Ich habe wenigstens dieser Combination als der wahrscheinlichsten auf der Karte Rechnung getragen. Kehren wir aber nach dieser Abschweifung wieder zurück in das Thal von Zirowac.

Thalabwärts gegen Bohan zu beobachtet man deutliche, wenn auch niedrige Thalterrassen, eine Erscheinung, welche in der obersten Morača bei Dragowica völlig fehlte. Bohan ist ein aus nur vier Häusern bestehender Ort, der für die Umgebung die Bedeutung eines Marktfleckens besitzt. Gleich unterhalb dieses Ortes beobachtet man horizontal geschichtete diluviale Conglomerate, die hier ziemlich hoch (gegen 60 Fuss) über der Thalsohle anstehen.

Viel weiter verfolgte ich hier das Thal nicht. Der directe Weg von hier nach Piva würde eine der empfindlichsten Lücken meines Itinerars ergänzen, ich empfehle ihn deshalb zukünftigen Reisenden auf das dringendste. Wohl haben Sax und Schwarz, worauf ich noch zurückkommen werde, Theile jener Gegend berührt, allein da sie nicht speciell geologische Zwecke verfolgten, geben ihre Berichte über die Natur der

daselbst angetroffenen Formationen nur wenig genügende Auskunft. Ich verliess kurz vor der Vereinigung mit dem Bukowica-Thal das Zirowac-Thal, um mich rechts nach Norden zu wenden.

Die Bukowica, in deren Nähe ich mich anfänglich hielt, war, wie ich nebenbei bemerke, auf der österreichischen Generalkarte nicht gar so schlecht eingezeichnet, als Schwarz (l. c. pag. 352) gemeint hat.

Auch hier sah ich zumeist noch nördliche Fallrichtungen, ähnlich wie nördlich vom Dobrodo-Passe. Meist aber war das Fallen nicht sehr steil. In den tieferen Rissen kommen überall unter dem Kalk die älteren Schiefer zum Vorschein. Vor dem Dorfe Timar kommt der Kalk tiefer herab, aber gleich bei Timar trifft man auf eine mächtige Gesteinsentwicklung, die wiederum von nördlich fallenden Kalken überlagert wird. Weiterhin gegen das Dorf Bukowica zu tritt noch einigemale etwas Grünstein (Diabas) an den tieferen Theilen der Gehänge auf, sonst sind helle Kalke daselbst vorherrschend.

Die Gegend bei Bukowica nimmt bereits den Charakter eines welligen Plateaus an, der sich weiter nördlich dann noch deutlicher manifestirt. Der Fluss ist in einer für hiesige Verhältnisse mässig tiefen Schlucht in dieses Plateau eingerissen. Nur westlich und nordwestlich von Bukowica steigen dann die bedeutenderen Gebirgsmassen über die Hochebene empor, denen der Dormitor angehört. Südlich von diesem und westlich von Bukowica erhebt sich zunächst der zweigipfelige Renisawa brdo, der übrigens aus ähnlichen Kalkmassen zu bestehen scheint, wie sie den Dormitor selbst zusammensetzen.

Von Bukowica aus ging ich längs der Ostflanke des Dormitor in einer gewissen Entfernung von demselben über das Plateau nordwärts. Das letztere wird hier immer freier, theils weil es mehr und mehr den Charakter einer eigentlichen Hochebene annimmt, deren Terrainunebenheiten vergleichsweise unbedeutend erscheinen, theils weil der Baumwuchs abnimmt, um einem nicht sehr üppigen, aber auch nicht allzu spärlichen blumigen Graswuchs Platz zu machen. Diese Landschaft, deren Oberfläche relativ wenig steinig ist, führt den Namen Drobniak.

Was man auf der Oberfläche dieses Plateaus von Drobniak sieht, ist fast Alles hellgrauer Kalk. Bei der Localität Paschina woda indessen und bei der gleichnamigen Quelle, sowie in der Nähe des Dorfes Jaworia sah ich gelblichgraue Sandsteine. Da die Gegend, wie schon gesagt, Plateaucharakter besitzt, und da ferner die genannten Localitäten, an denen der Sandstein auftritt, nicht tiefer als die Kalkoberfläche des Plateaus, sondern eher etwas höher gegen den Steilabsturz des Dormitormassivs zu gelegen sind, so schien mir hier die Vermuthung am nächsten, dass jene Sandsteine eine Einlagerung in die triadischen Kalke bilden. In Ermangelung paläontologischer Beweise bei der genaueren Deutung des Alters der Sandsteine bleibt uns nichts Anderes übrig, als den Versuch dieser Deutung aus Analogien abzuleiten. „Die meisten obertriadischen Sandsteine der Südalpen", schrieb vor Kurzem Mojsisovics (West-Bosnien, Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1880, pag. 30 des Aufsatzes) „gehören, wie die Erfahrungen der letzten Jahre gelehrt haben, dem Niveau der Wengener Schichten an." Der genannte Autor verweist auch in dieses Niveau gewisse den Triaskalken bei Kladus und Peči in Bosnien eingeschaltete Sandsteine, in welcher Deutung

der Umstand, dass ihm ein Stück zersetzten Melaphyrs von dort zu Gesichte kam, ihn wesentlich bestärkte, insofern dergleichen Gesteine (nebst dazu gehörigen Tuffen) in jenem Niveau nicht selten auftreten. Dergleichen Gesteine habe ich nun zwar bei Paschina woda und Jaworia nicht gesehen (vielleicht aber nur, weil ich keinen Seitenabstecher westlich von meinem Wege gemacht habe), dagegen werden wir bald Gelegenheit haben, uns von der Anwesenheit von Porphyriten im Niveau desselben Sandsteines an einer anderen Localität zu überzeugen. Bis auf Weiteres nehmen wir also an, dass hier am Dormitor Sandsteine der Wengener Schichten vorkommen, ohne dieser Deutung übrigens einen anderen Werth als den einer Wahrscheinlichkeit beizulegen.

Nach und nach wendet man sich etwas mehr nach NW und gelangt zu der kleinen Häusergruppe Žabljak, welche eine Art von Marktflecken bildet und der Mittelpunkt der Landschaft Jezero ist. Hier befindet man sich bereits auf dem östlichen Theil der vor der Nordseite des Dormitor gelegenen Plateaulandschaft, die im Uebrigen noch einen ganz ähnlichen Typus besitzt wie Drobniak.

Im Süden erhebt sich mit vier bis fünf annähernd gleich hohen Gipfeln die breite Gebirgsmasse des Dormitor, mit breiten Schneeflecken bekleidet. An der Basis des Gebirges breitet sich ein prächtiger Nadelholzwald, aus Tannen und Fichten bestehend, aus, dessen Anfänge schon in der Nähe von Žabljak zu sehen sind. Nach Norden zu ist die Landschaft kahl und bis zum Steilabsturz der Tara-Ufer nur durch relativ unbedeutende Unebenheiten ausgezeichnet, welche letzteren zum Theil durch seichtere Karsttrichter bedingt sind. Doch ist der Karsttypus hier im Vergleich zu anderen Gegenden Montenegros kein sonderlich ausgeprägter.

Bemerkenswerth ist ferner, dass die Oberfläche des Terrains von Žabljak oder überhaupt von dem Plateau von Jezero aus allmälig gegen den Fuss des Dormitor abfällt. Etwa 40 Minuten südwestsüdlich von Žabljak gelangt man an die tiefste Stelle dieser Terrainvertiefung und zugleich an einen Wendepunkt in der Terrainbeschaffenheit. Hier liegt, rings von dunklem Nadelwald umgeben, ein schöner Alpensee mit flachen Ufern, hinter dessen Südufer jedoch in geringer Entfernung die Steilwände des Dormitor beginnen. Der See wird von Quellen an seinem Grunde gespeist und erhält ausserdem einige kleine oberflächliche Zuflüsse. Dagegen hat der See keinen sichtbaren Abfluss. Sein Spiegel repräsentirt die tiefste Stelle der ganzen Umgebung.

Wenn man die riesigen Kalkwände des Dormitor vor sich sieht und anderseits von Žabljak kommt, in dessen Umgebung ebenfalls ausschliesslich Kalksteine herrschen, so ist man einigermassen überrascht davon, dass die Uferränder des Sees von losem Sand eingenommen sind. Bei meiner ersten Excursion hierher vermochte ich mir diese Thatsache nicht zu erklären, da sich am Wege von Žabljak bis an den See an der freilich durch dichten Waldwuchs maskirten Oberfläche keine Spuren anderer Formationen gezeigt hatten, als der Kalk, welcher bei Žabljak herrscht. Die gewünschte Aufklärung wurde mir indessen zu Theil, als ich nach anderen Richtungen die Partie zwischen Žabljak und den Wänden des Dormitor abging.

Der wichtigste Zufluss des Sees ist ein kleiner, von Westen kommender Bach, der aber bei seinem steileren Gefälle stark genug ist, um mehrere Mühlen zu treiben. Bei diesen Mühlen und noch weit oberhalb derselben herrschen hellfarbige Sandsteine, ähnlich denen, die wir schon bei Paschina woda und am Passe Dobrodo kennen lernten. Ihr Auftreten gibt nunmehr die Erklärung dafür ab, warum die Ufer des erwähnten Sees sandig sind, und auch warum sich hier überhaupt das Wasser im Seebecken anstauen konnte. Da die betreffenden Sandsteine an der Basis der riesigen Kalkmassen des Dormitor liegen, da diese letzteren bei ihrer Zerklüftung fast alles Wasser bis zu jener Basis herab durchlassen und die Sandsteine den Kalken gegenüber ziemlich wasserundurchlässig sind, so ist der Sachverhalt ein völlig klarer.

Nordwestlich in nicht grosser Entfernung von dem bisher besprochenen Gebirgssee befindet sich noch ein kleineres ähnliches Wasserbecken, ebenfalls mitten im Walde versteckt und auch sonst unter analogen Bedingungen.

Ueber dem genannten Sandsteine liegt, ich weiss nicht ob überall, aber doch jedenfalls stellenweise noch ein Grünsteinporphyr (Diabasporphyrit).

Der betreffende Grünstein ist namentlich am Fusse der Kalknase des Stolac und des Cerwene grede genannten Abhanges verbreitet. Rothe, eisenschüssige Verwitterungen des Kalkes geben dem letztgenannten Abhange den Namen.

Ihrer ganzen Lage nach am Fusse des eigentlichen Dormitormassivs und doch auf der Höhe des Kalkplateaus, welches seinerseits die Gesteine der Werfener Schichten im Liegenden hat, muss man die hier in Verbindung mit Grünsteinen angetroffenen Sandsteine den soeben besprochenen Bildungen bei Paschina woda vergleichen.

Im Hinblick ferner auf eine später noch zu nennende Beobachtung auf der Westseite der Dormitormasse gewinnt es den Anschein, als ob eine Zone jener Sandsteine rings um den Dormitor an seinem Fusse herumginge, wenn diese Zone auch stellenweise unterbrochen sein mag. Diese Art der örtlichen Verbreitung jener Zone schliesst wohl auch die sonst mögliche Vermuthung aus, als hätten wir es am Abhange des Dormitor mit einer Verwerfung zu thun, der zufolge die Werfener Schichten mit ihren Eruptivgesteinen hier wieder an die Oberfläche kämen, ganz abgesehen von der theilweisen petrographischen Verschiedenheit der Sandsteine von den gewöhnlichen Gesteinen der Werfener Schichten und von dem Fehlen der in letzteren hier zu Lande so häufig auftretenden Jaspisse.

Bald beginnt nunmehr der steilere Anstieg an den Kalken. Aber erst oberhalb der Criepulna poljana genannten Doline wird die Kalkwand äusserst schroff, und hier ist auch ungefähr die obere Waldgrenze anzunehmen. Nach einiger Zeit erreicht man den oberen Rand des Steilabfalles. In der Nähe dieses Randes finden sich rothe Kalkpartien den helleren herrschenden Kalken eingeschaltet. Nach kurzer Zeit gelangt man an den Katun Zaliżnica, welcher in einer dolinenartigen Vertiefung gelegen ist. Wir sind hier in der Region des Krummholzes (*Pinus pumilio*) angelangt.

Jene Vertiefung stellt nur ein Glied einer Kette von ähnlichen Vertiefungen vor, welche sich hier oben entlang ziehen zwischen etwas höheren Kalkgipfeln, die dann ihrerseits weiter aufwärts nach Süden zu auseinandertreten. Dieser ganze Zug von Dolinen scheint einem unterirdischen Wasserlaufe zu entsprechen.

Als der höchste der verschiedenen, annähernd gleich hohen Gipfel des Dormitor wurde mir hier die Pečina bezeichnet, welche von Zaliżnica aus in südöstlicher Richtung liegt. Da indessen die oberste Spitze der Pečina eine allseitig sehr steil abfallende Kalknadel vorstellt und deshalb nicht gut erreichbar schien, mir auch von meinem Begleiter aus Żabljak versichert wurde, dass man diesen Gipfel nur bis zu einer bestimmten Höhe ersteigen könne, so beschloss ich, den ziemlich direct südlich von Zaliżnica gelegenen Rücken der Planinica zu erklimmen, was auch unter Passirung einiger Schneefelder ohne grössere Schwierigkeit gelang.

Von der Höhe der Planinica übersah man den grössten Theil von ganz Montenegro südlich bis zur Küstenkette mit dem Lowćen bei Cettinje und dem Berge Rumija südlich vom Skutari-See. Im Westen und Nordwesten begrenzten die Hochgebirge der Hercegovina mit dem schneebedeckten Volujak den Horizont, im Norden und Nordosten erblickte man jenseits der Hochebene von Žabljak und Jezero die flachen Berge des Sandschaks von Novibazar. Nur im Südosten war die Aussicht durch benachbarte Gipfel etwas unterbrochen.

Als ich nun vom höchsten Punkte der Planinica etliche Schritte nach Süden abwärts ging, war ich nicht wenig überrascht, mich plötzlich vor einem tiefen, nahezu senkrechten Absturz zu befinden, dessen Anwesenheit ich erst unmittelbar am Rande desselben bemerkte. Diese Schlucht, Namens Szkerka, beginnt im Osten unter dem Südabsturz der Pečina einerseits und unter dem Nordabfall des etwas südlicher gelegenen Gipfels Žirowa andererseits und verläuft nordwestwärts. An ihrem Grunde erblickt man zwei tiefgrüne Seen oder Meeraugen. Beide Seen sind oberflächlich abflusslos und von einander durch eine relativ niedrige Terrainerhebung innerhalb der Szkerka-Schlucht getrennt. Die Wände der letzteren bestehen, wie sich dies mit grosser Sicherheit beurtheilen lässt, bis zum Fusse aus Kalkstein. Dort, wo die Seen auftreten, mag die undurchlässige Unterlage des Kalkes correspondirend den Verhältnissen an den Seen von Žabljak in der Nähe sein, wenn auch vielleicht nicht oberflächlich direct anstehend.

Etwas unterhalb der Seen in der Verlängerung der Szkerka-Schlucht entspringt und verschwindet auch wieder ein kleiner Bach, Namens Marica, wie mir angegeben wurde. Nach anderen Erkundigungen und soweit der Augenschein lehrte, bildet auch die von hier zum Theil sichtbare tiefe Kalkschlucht der Szuszyca, welche ich einige Tage später auf dem Wege von Jezero nach Nordwesten zu passirte, die unmittelbare Verlängerung der Szkerka-Marica.

Auch die Szuszyca wird beiderseits bis zu ihrer Basis von steilen Kalkwänden eingefasst. Die letzteren sind jedoch nicht mehr so hoch wie die Abstürze der Szkerka, wenn sie auch noch immerhin 700—800 Fuss erreichen mögen, und sind auch nicht ganz so jäh und senkrecht wie diese. Wenigstens führt von dem auf der rechten (östlichen) Seite

der Szuszyca auf der Höhe des Plateaus gelegenen Dorfe Cernagora ein Weg die Schlucht hinab und auf der linken (westlichen) Seite wieder hinauf nach Nadajna, ein Weg, dessen Passirung 6 Viertelstunden in Anspruch nimmt.

Ich spreche hier von einem rechten und einem linken Ufer der Schlucht, wie wenn darin ein Wasserlauf eine bestimmte Richtung einhalten würde, und doch ist das Thal zum grössten Theil trocken, es gibt darin keinen fliessenden Bach, wie dies auch der auf die Trockenheit bezogene Name der Schlucht andeutet. Wenn ich also von rechter und linker Seite rede, so beziehe ich mich dabei auf das Herkommen der Schlucht vom Dormitor herab, und auf den Umstand, dass die Szuszyca etwa $^1/_2$ Meile unterhalb des Punktes, wo sie bei Nadajna passirt wurde, in das Thal der Tara mündet. Nach dieser allgemeinen Richtung kann man die eine Seite als rechts, die andere als links bezeichnen. Ob gegen das tiefere Niveau der Tara das Bett der Szuszyca an der Mündungsstelle steil abfällt, konnte ich nicht sehen.

Es ist wohl kaum einem Zweifel zu unterwerfen, dass die Szuszyca vor Zeiten ein wirklicher Fluss war, ähnlich wie die Tara, von deren gleichfalls tief eingerissener Schlucht wir bald reden werden, es heute noch ist. Die Szuszyca trägt alle Merkmale eines grossartigen Erosionsthales an sich und zeigt auch die Windungen eines solchen. Während der oberste Theil der oberen Verlängerung dieser Schlucht, die Szkerka, noch von schroffen Gipfeln umgeben ist, ist die eigentliche Szuszyca in das grosse, mächtige und wenig geneigte Kalkplateau eingeschnitten, welches dem Dormitor vorliegt. Sie entspricht ganz dem Thaltypus der amerikanischen Cañons, soweit man sich aus Beschreibungen darüber ein Urtheil bilden kann.

Wenn wir es nun mit einem trockenen Flussbett zu thun haben, so liegt der Grund davon in dem Umstande, dass wir uns hier in einem Karstgebiet befinden. In dieser Beziehung sind übrigens die hier zu beobachtenden Verhältnisse höchst lehrreich.

Bereits konnte bemerkt werden, dass in der oberen Verlängerung der Szuszyca die tiefe Schlucht an ihrem Grunde von relativ kleinen und niedrigen Terrainerhebungen unterbrochen wird, welche z. B. die oberflächliche Abflusslosigkeit der beiden Seen der Szkerka bedingen. Solche unbedeutende Terrainerhebungen oder Querriegel, welche als Thalsperren einem eventuellen Wasserlauf gegenüber heute dienen könnten, kommen nun auch in der Szuszyca selbst vor. Beispielsweise sieht man einen solchen Querriegel beim Uebersetzen der Schlucht zwischen Cernagora und Nadajna, und oberhalb des Querriegels sieht man wieder eine kleine längliche Wasseransammlung, dem Rudiment eines Flusses vergleichbar. Diese Querriegel sind zumeist, wie es scheint, um 20—40 Fuss über die Thalsohle erhaben, verschwinden also beinahe von oben, von den Wänden der Schlucht aus gesehen, und stören nicht im mindesten den Gesammteindruck der mächtig erodirten Thalfurche.

Wir haben also den folgenden Thatbestand vor uns. Die Szuszyca ist ein ehemaliger Nebenfluss der Tara, in welche ihr Thal noch heute mündet. Sie war im Stande, eine Schlucht mit 700—800 Fuss hohen Wänden auszutiefen, und sie hat dieses Bett trotzdem nicht behauptet.

Wir dürfen diesen Thatbestand wohl verwerthen in Hinblick auf die Ansichten, welche wir über die Natur des Karstprocesses uns zu bilden berechtigt sind, und auch in Bezug auf die Ansichten, welche vor einiger Zeit Herr v. Mojsisovics über die Geologie der Karsterscheinungen verkündigt hat, Ansichten, über die ich mich allerdings bereits einmal (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, 4. Heft) geäussert habe, ohne aber, wie es scheint, meinen hochverdienten Gegner oder vielmehr dessen specielle Freunde zu überzeugen.

Ich kann mich hier nicht auf eine Wiederholung aller Einzelheiten jener Discussion einlassen und will zunächst nur daran erinnern, dass nach Mojsisovics die rings geschlossenen sogenannten blinden Thäler, deren Anwesenheit und Bedeutung für die Karstgebirge freilich auch von Anderen schon gekannt und erkannt worden war, die wesentlichen Ursachen und die Mittelpunkte der Karsterscheinungen sind, während ich in diesen „trogförmigen Becken" nur begleitende Erscheinungen des Karstprocesses erblicke.

Nach Mojsisovics würde die Gebirgsbildung, „der horizontale Schub" in erster Linie die Karstbildung einleiten, oder genauer gesagt während der Tertiärzeit in den adriatischen Küstenlandschaften eingeleitet haben, während ich im Hinblick auf flache, von der Gebirgsbildung nicht betroffene und dennoch verkarstete Gebiete anderer Länder und ausserdem auch aus anderen Gründen diese Vorstellung ablehnte.

Wenn wir nun beiderseits der Szuszyca auf die Plateauränder hinaufsteigen, so sehen wir gerade hier dieses Kalkplateau weit und breit mit typischen Karsterscheinungen ausgestattet und stellenweise mit oft tiefen Dolinen (Karsttrichtern) wie besät, trotzdem der wie gesagt ausgesprochene Plateaucharakter dieses Gebietes die Annahme einer hervorragenden Wirksamkeit des Gebirgsschubes hier ausschliesst, und trotzdem in der Umgebung des Dormitor kein grösseres abgeschlossenes Kesselthal existirt, welches im Sinne jener abgelehnten Vorstellung den Karstprocess hätte hervorrufen können.

Nun freilich könnte man einwenden, der Plateaucharakter sei eben hier kein absoluter, das Plateau sei denn doch einigermassen flachwellig und das genüge, um sich in die dem Gebirgsschub zugewiesene Rolle hineinzufinden, auch seien ja thatsächlich kleinere, rings geschlossene Becken vorhanden, von den Seen in der Szkerka-Schlucht angefangen bis zu den tiefer gelegenen Thalstrecken, von denen wir soeben geredet haben. Wir hätten dann in der Szuszyca gewissermassen im embryonalen Zustande die Anlage solcher abgeschlossenen Becken vor uns.

Wenn aber wirklich die Gebirgsbildung, die Faltung oder der horizontale Schub im Stande gewesen wären, vorhandene Flussläufe zu rings geschlossenen Kesselthälern abzusperren und dieselben in einzelne Thalfragmente zu zerreissen, dann hätte diese Thätigkeit sich doch wohl schon während der ganzen Zeit geltend machen können, in welcher die Szuszyca ihre Schlucht austiefte, und im Anblick des vorhandenen Effectes muss diese Zeit auch demjenigen Zeitabschnitt entsprechen, innerhalb welchem die Hauptsumme aller gebirgsbildenden Factoren in der Gegend des Dormitor in Thätigkeit war. Nichtsdesto-

weniger sehen wir aber, dass geologisch genommen noch vor kurzer Zeit die Szuszyca ein wirklicher Fluss gewesen sein muss, der sein Thal unbekümmert um die fortschreitende Gebirgsbildung gleich den meisten Thälern in den nicht verkarsteten Gegenden behauptet hat. Wenn also die Abschliessung einzelner Thalstrecken innerhalb der Szuszyca noch sehr jungen Datums ist, so hätte in unserem Falle der Eintritt des Karstprocesses in der ganzen Umgebung sehr lange auf sich warten lassen müssen, welche Vorstellung mit der Menge und Grösse der Dolinen der Umgebung schwer in Einklang zu bringen ist.

Die Trockenlegung der Szuszyca und die Herstellung der Eigenthümlichkeiten ihres heutigen Bettes kann also erst stattgefunden haben, nachdem in dem ganzen Gebiet der Karstprocess schon lange im Gange war. Der Fluss hat bei der zunehmenden Aushöhlung des Gebirges mehr und mehr von seiner Wassermasse nach unten zu abgeben müssen, und war deshalb immer weniger im Stande, sein Bett von Terrainhindernissen frei zu halten, gleichviel welcher Art immer diese Terrainhindernisse speciell in unserem Falle sein mochten, ob sie nun theilweise Einstürzen, theilweise der fortgesetzten Gebirgsfaltung ihr Entstehen verdankten, was sich jedoch nicht überall leicht entscheiden lässt.

Auch hier also sehen wir, die unfertige oder blinde Thalbildung ist nicht der Anfang oder die Ursache des Karstprocesses, sie ist eine Folge davon, es ist also gerade umgekehrt der Karstprocess die Ursache der Absperrung und Verriegelung einzelner Thalstrecken. Hat eine solche Absperrung dann schon, geologisch gesprochen, seit längerer Zeit stattgefunden, dann kann freilich die ursprüngliche Anlage grösserer continuirlicher Thäler durch die fortgesetzte Gebirgsbildung in der mannigfachsten Weise bereits verwischt sein, und wir sind dann kaum mehr im Stande, die frühere Verbindung der einzelnen von einander abgesperrten Thalstrecken so übersichtlich wieder aufzufinden, wie sie uns hier an der Szuszyca entgegentritt. Wir werden auch noch an anderen Stellen Gelegenheit haben, Erscheinungen zu besprechen, welche in diesem Sinne auf die Theorie des Karstprocesses Bezug haben.

Kehren wir aber zunächst nach Žabljak zurück, um von dort in nordwestlicher Richtung weiterzuwandern. Nach zwei Stunden erreicht man, immer im Nadelwald sich bewegend, den Rand des Kalkplateaus bei der aus wenigen Häusern bestehenden Localität Podgora. Hier tritt der nördlichste hügelige Ausläufer des Dormitor an das Schluchtensystem der Tara heran, welches sich durch riesig tiefe Abstürze auszeichnet. Die Wände der vielfach gewundenen Tara-Schlucht sind in dieser Gegend mindestens gegen 1000 Fuss hoch und meist ausserordentlich steil. Nur gerade unterhalb Podgora ist ein Abstieg in das Tara-Thal relativ bequem möglich und am Grunde unten liegt am linken Ufer des Flusses das Dorf Tepše. Wir werden sogleich sehen, wieso hier die Möglichkeit zu einer Dorfanlage und zu einem thalwärts führenden Wege gegeben war.

Beim Abstieg von Podgora nach Tepše trifft man nach einiger Zeit auch Sandsteine unter den Kalken. Eine Quelle tritt etwas seitlich rechts vom Wege an der oberen Grenze der Sandsteine hervor. Die letzteren sind im frischen Bruch hellfarbig. Sie entsprechen wohl nicht den Sandsteinen am Nordfusse des Dormitors, weil ihre Lagerung augen-

scheinlich eine andere ist, denn während die Sandsteine von Žabljak und Paschina woda auf der Höhe des den Dormitor umsäumenden Plateaus vorkommen, liegen die Sandsteine von Tepše an der Basis desselben. Auf der Karte habe ich dieselben dem Systeme der Werfener Schichten zugezählt. Etwas tiefer in der Nähe von Tepše selbst traf ich dann vielfach auf ein meist sehr stark verwittertes und zersetztes grünsteinartiges Eruptivgestein, welches am passendsten den Diabasen zugetheilt wird, welche, wie wir früher sahen, vielfach in dem Sandstein- oder Schiefer-Niveau unter den Kalken Montenegros auftreten.

Diese Diabase und Sandsteine sind es, welche hier bei Tepše den Absturz des Plateaus nach dem Flussbett der Tara weniger steil machen, als dies sonst in der Umgegend der Fall ist, und welche auch die Existenz einiger Ackerfelder und Wiesen an dem betreffenden Thalgehänge, sowie stellenweise die Entwicklung eines Waldbestandes ermöglichen. Das ganze Vorkommen der genannten Gesteine ist aber ein local sehr beschränktes. Eine kurze Strecke oberhalb und desgleichen unterhalb Tepše treten wieder allseitig die Kalke als Uferwände der Tara-Schlucht auf, und ebenso scheinen die Kalke an dem Tepše gegenüberliegenden rechten Ufer des Flusses bis nahe an die Thalsohle zu reichen.

An diesen fast senkrechten Kalkwänden der Tara sieht man Höhlungen, welche in grosser Höhe über dem Fluss frei und offen in die Felswand münden, wie ich ähnliche Beispiele solcher Höhlungen schon an den Wänden des Dormitor erblickt hatte. Ich habe mir vergeblich Mühe gegeben, in diesen Höhlungen ausgeweitete Spalten zu erkennen, was sich ja erkennen lassen müsste. Vielmehr war der Schichtenzusammenhang rings um die Höhlen ein ununterbrochener, an der Decke, an den Seiten, wie an der Basis, so dass diese Höhlen ausschliesslich einer Auslaugung und Auswaschung, welche vermuthlich durch die einfache Wassercirculation zwischen zwei Schichtflächen ursprünglich herbeigeführt wurde, ihr Enstehen verdanken.

Von Tepše führt ein namentlich in seiner letzten (oberen) Hälfte äusserst steiler Pfad wieder auf das Plateau hinauf in der Richtung nach dem zerstreut gebauten Dorfe Cernagora zu. Das Plateau ist hier bis an die vorhin erwähnte Szuszyca vielfach mit Einsturztrichtern bedeckt.

Beim Abstieg in die Szuszyca, von welchem wir bereits früher gesprochen hatten, trifft man nach einiger Zeit, aber noch ziemlich weit oben, eine Quelle. Beim Aufstieg nach der anderen Seite nach Nadajna zu, kommt ebenfalls in dem obersten Drittel der Kalkwand eine kleine Quelle zum Vorschein. Die Correspondenz der beiden Thalwände findet in dem Hervortreten der genannten Quellen in annähernd gleicher Höhe ihre weitere Bestätigung.

Von Nadajna nach dem zerstreut gebauten Crkwica (in nordwestlicher Richtung) gelangt man in etwa drei Stunden auf einem oft völlig unkenntlichen Wege. Viele, namentlich kleinere Dolinen bedecken das flachwellige Plateau. In einer tiefen, steiler abstürzenden Doline, nahe dem Hause des Kapitäns in Crkwica, bleibt das ganze Jahr hindurch Schnee liegen. Derartige nur den Eingeborenen bekannte, für Fremde schwer auffindbare Punkte kommen hie und da in den höher

gelegenen Theilen der dortigen Karstlandschaften vor und sind von grosser Wichtigkeit für die Bewohnbarkeit des quellenarmen Landes, weil dieser Schnee den ganzen Sommer über den Wasserbedarf einer Ansiedelung decken muss.

Nördlich von Crkwica, etwa $^3/_4$ Stunden vom Hause des Kapitäns entfernt, sah ich wieder die Tara in einer noch immer aussergewöhnlich tiefen und absolut unzugänglichen Schlucht. Man erblickt den Fluss und das Steilufer desselben erst wenn man unmittelbar am Rande des letzteren sich befindet, was einen Begriff von der fast senkrechten Neigung des über 1000 Fuss hohen Absturzes geben kann. Der jenseitige ebenso steile und hohe Rand des Plateaus erscheint ausserordentlich nahe, so dass Leute, die beiderseits des Flusses auf den Plateauwänden stünden, sich nicht allein bequem durch Büchsenschüsse erreichen, sondern auch zurufen könnten, wenigstens mit jenen langgedehnten Lauten, durch welche sich die hiesigen Bergbewohner auf weite Distanzen hin zu verständigen pflegen. Jeder nähere Verkehr aber müsste auf meilenweiten Umwegen gesucht werden.

Da ich den Weg von Crkwica südlich bis zu dem Dorfe Kuliči im Regen und bei dichtem Nebel machte, so konnte ich Beobachtungen über die allgemeinere Beschaffenheit dieses Landstriches und namentlich über sein Verhältniss zu dem Westabfall der Dormitormasse nicht anstellen. Der Plateau-Charakter schien mir hier nur im Grossen und Ganzen gewahrt zu bleiben, im Einzelnen jedoch durch verschiedene mehr oder weniger hohe Terrainwellen unterbrochen zu sein, denn es ging wiederholt bergauf und bergab. Wohl aber kann ich bezeugen, dass ich auf dieser ganzen Strecke (etwa 6—7 Stunden) nichts als Kalk gesehen habe und dass stellenweise zahlreiche Dolinen bemerkt wurden. Relativ am ebensten war das Plateau eine Strecke lang kurz vor Kuliči, welcher Ort der eingezogenen Erkundigung nach nicht sehr weit von dem auf den früheren Karten bereits verzeichneten Bišče liegt.

Nicht uninteressant, weil bezeichnend für die Quellenarmuth dieses an meteorologischen Niederschlägen doch keineswegs armen Landstrichs mag die Angabe sein, dass die Bewohner von Kuliči für ihren Wasserbedarf genöthigt sind, Schnee zu kaufen, der von den benachbarten Theilen des Dormitor gebracht und mit einem alten österreichischen Zwanziger [1]) per Pferdelast bezahlt wird. Der Schnee wird dann in den Häusern in Fässern bewahrt.

Von Kuliči östlich liegt die Localität Rudnido und unterhalb des Prutasz, wie der hier zunächst gelegene Berg der Dormitormasse genannt wird, die Localiät Tuderodo. An beiden Oertlichkeiten kommt ausser dem herrschenden hellfarbigen auch rother Kalk vor und bei Rudnido auch Sandstein mit Schwefelkies. Hier sind auch Quellen. Eine genauere Untersuchung dieser vielleicht relativ interessanten Punkte verhinderte das kalte regnerische Wetter und ein dichter Nebel. Ich habe hier auf der Karte provisorisch das Vorkommen von Gesteinen der Wengener Schichten angegeben, um so auf die Anwesenheit abweichender Gebilde aufmerksam zu machen. Es war dies auch diejenige Deutung

[1]) Es ist dies heute noch in Montenegro die gangbarste Münze.

der betreffenden Sandsteine, bei welcher wahrscheinlich der geringste Fehler gemacht wurde, denn es lag am nächsten, eine Forterstreckung der sowohl an der Ost- als an der Nordseite am Fusse des Dormitor auftretenden Sandsteine auch hier an der Westseite jener Gebirgsmasse anzunehmen.

In zwei Stunden gelangt man in südlicher Richtung von Kuliči nach Pirindo. In welcher Weise und ob diese Terrainvertiefung mit den Schluchtensystemen der beiden soeben genannten Localitäten zusammenhängt, vermag ich nicht anzugeben. An der Stelle, wo ich nach Pirindo kam, sah ich aber ein tief eingerissenes Erosionsthal vor mir, welches eine Stunde weiter unterhalb in die Piva mündete. Der Weg, auf welchem ich am rechten (nördlichen) Gehänge des Thales herabstieg, theilte sich unten, der eine Weg führte nämlich an dem jenseitigen Gehänge wieder hinauf, der andere aber längs des Thales abwärts. Ich verfolgte den letzteren.

Das Thal, dessen Wände und Basis ganz aus Kalken bestehen, war vollständig trocken, wie die früher beschriebene Szuszyca, die Thalgehänge dabei etwas weniger steil als bei letztgenanntem Flusse oder gar bei der Tara. Wodurch sich aber das Thal Pirindo von der Szuszyca unterschied, war, dass hier an der Basis des Thales sich keinerlei auch noch so unbedeutende Terrainerhebungen vorfinden, durch welche ein Wasserlauf gestaut oder abgesperrt werden könnte. Das Pirindo zeigt vielmehr ein ganz ununterbrochenes Gefälle bis zu seiner Mündung, an einigen Stellen muss sogar ein Wasserfall existirt haben, weil sich die entsprechenden steileren Wände im Profil des Thales vorfinden.

Ist nun das Pirindo eine Erosionsschlucht, so hat es Wasser in genügender Menge geführt, um diese Erosion zu bewerkstelligen. Da es aber heutzutage wasserlos ist und doch andererseits die atmosphärischen Niederschläge in dieser Gegend keineswegs so spärlich sind, um einem vom Hochgebirge herabkommenden Fluss nicht zu genügen, zumal dieses Hochgebirge noch dazu das ganze Jahr hindurch Schnee trägt, welcher zur Speisung der Wasserläufe verwendet werden könnte, so kann die Austrocknung des Pirindo nur dadurch herbeigeführt worden sein, dass dieser ehemalige Fluss sein Wasser nach und nach immer mehr an das durchlöcherte Gebirge der Umgebung verlor, und zwar muss dieser Wasserverlust schon in den oberen Theilen des Flusslaufes stattgefunden haben. Die Quellen, die den Fluss speisten, versiegten, weil sich ihnen andere Auswege in unterirdische Hohlräume öffneten. Mit andern Worten, der Karstprocess hat hier die Austrocknung des Flusses hervorgebracht, dessen Schlucht oder ehemaliges Bett nur mehr wie ein Denkmal aus alter Zeit uns entgegentritt. Mit einem solchen, von einem trockenen Flussbett durchfurchten Terrainstück können dann später gebirgsbildende Bewegungen ohne Gegenwirkung machen, was sie wollen, es können durch dabei entstehende Terrainwülste Absperrungen einzelner Thalstrecken eintreten, in jedem Falle aber wird dann der Karstprocess, nämlich die Aushöhlung und innere Auswaschung des Kalkgebirges, welche die Flüsse durch Wasserabzapfung an der Behauptung ihres Bettes hinderte, die erste Ursache und nicht die Folge derartiger Thalabsperrungen sein.

Auch an der Einmündungsstelle des Pirindo in die Piva herrschen noch Kalke, die hier in steilen, pittoresken Wänden die Flussufer umsäumen. Hier gelang es auch wieder, deutliche und sichere Fallrichtungen der Schichten zu ermitteln, was auf den zerklüfteten und durch Dolinen bedeckten Plateaus ziemlich unmöglich war. Es zeigte sich nordöstliches Fallen.

Die Ufer des Piva-Flusses sind steil und hoch, aber an den Stellen, wo ich dieselben zu Gesicht bekam, doch weniger schroff und unzugänglich als andere Einschnitte in die Plateaumassen der Dormitor-Umgebung; damit hängt dann auch zusammen, dass man in dem Thale Raum zu einem Wege findet, und dass Flussschotter in einiger Höhe über der Thalsohle stellenweise entwickelt ist. Die Thalgehänge sind bewaldet.

Das Wasser des Flusses ist hier sehr klar und noch ziemlich kalt, so dass es als Trinkwasser benützt werden kann. Anderes Trinkwasser ist ohnedies nirgends in der Nähe.

Flussaufwärts gehend gelangt man von der Einmündung des Pirindo nach etwa $^5/_4$ Stunden zu dem Kloster Piva. Dieses Kloster liegt auf einem niedrigen Bergvorsprung am linken Ufer des Flusses, welcher etwa 5 Minuten weiter oberhalb entspringt. Diese Quelle der Piva gehört zu den landschaftlich anziehendsten Punkten in diesem Theile Montenegros. Das Thal findet gleichsam plötzlich und fast ohne alle weiteren Verzweigungen nach oben zu seinen Abschluss und an diesem so unerwarteten Ende des Thales erblickt man einen kleinen tiefgrünen See, von einigen seichteren Wasserausbreitungen umgeben, auf denen die weissen Blüthen des *Ranunculus aquatilis* stellenweise in grosser Geselligkeit auftauchen. Dieser See, dessen unmittelbarer Ausfluss die Piva ist, ist aber gleichzeitig die Quelle dieses sofort in ziemlicher Breite hervortretenden Flusses. Die Mächtigkeit dieserWassermassen dient zum Beweise dafür, dass der hier zu Tage tretende Fluss schon eine geraume Strecke lang früher unterirdisch existiren muss.

Der Quellsee führt den Namen Sinjac, entsprechend dem Namen eines weiter aufwärts auf der Plateauhöhe gelegenen Dorfes.

Durch eine Untersuchung der geognostischen Beschaffenheit der Umgebung wird man sich bald klar darüber, dass gerade hier ein günstiger Punkt für die Ansammlung und das Hervortreten grösserer Wassermassen gegeben ist. Es kommen nämlich in der Nähe des Monastir Piva die Gesteine vor, welche auch sonst in dem ganzen nördlichen Montenegro an der Basis der grossen Kalkentwicklung liegen.

Oberhalb des Monastir Piva auf der Höhe des Plateau auf der nordwestlichen Seite des oberen Piva-Laufes liegt der Ort Goransko. Von hier kommt ein kleiner wasserarmer Bach herab, welcher einige Minuten unterhalb des Klosters in die Piva mündet. Vornehmlich durch diesen Bach, aber auch durch die Piva selbst sind nun in der Nähe des Klosters rothe und grüne Schiefer in Verbindung mit Diabasen aufgeschlossen. Die Diabase sind theils porphyritisch, theils als Olivindiabase ausgebildet. Die Schiefer sind theilweise wohl als Tuffe der Diabase aufzufassen und entprechen ihrer Lage nach den Werfener Schichten.

Auch an einigen Stellen unterhalb des Klosters, weiter gegen Pirindo zu, schienen mir ganz an der Basis des Thales die Schiefer unter den Kalken hervorzukommen. Dieser Umstand, der jedenfalls beweist, dass die Unterlage der verkarsteten Kalkmassen längs des Thalgrundes der Piva nicht weit sein kann, trägt wohl dazu bei, den genannten Fluss, der an der Formationsgrenze der Kalke und ihrer relativ undurchlässigen Liegendgebilde entspringt, im Besitz seiner Wassermassen zu erhalten.

Die Kalke dieser Gegend rechne ich aus denselben Gründen wie diejenigen des Dormitor zur Trias.

Erwähnt muss werden, dass die Piva etwa eine Viertelstunde unterhalb des Klosters sich mit der von Osten kommenden Komarnica vereinigt. Dieser letztere Fluss kommt von den Südgehängen des Dormitor. Zu seinen Zuflüssen im oberen Laufe gehören die von Žirowac kommende Tuszyna mit der Bukowica, über deren Beschaffenheit wir früher schon berichtet haben. Bei dem viel längeren Lauf der Komarnica, welche auf der mir zu Gebot gestandenen Generalkarte irrthümlich für den grössten Theil ihres unteren Laufes als Piva bezeichnet war, wäre eigentlich dieser Fluss als der Hauptfluss aufzufassen und die bei dem Monastir entspringende Piva als Nebenfluss zu bezeichnen. Doch entspricht wenigstens die weitere, nach Norden gehende Richtung der vereinigten Gewässer, welche von da an den Namen Piva führen, der Richtung des kurzen, beim Monastir vorhandenen Thales.

Die Komarnica zunächst oberhalb des Monastir Piva fliesst eine grosse Strecke lang in einem tiefen cañonartigen Einschnitt, wovon ich mich später in der Nähe der alten Feste Bezoj überzeugte. Leider erlaubte mir die Zeit nicht, das Thal der Komarnica weiter zu verfolgen und bis in die Gegend von Šawnik zu gelangen. Ich habe mir trotzdem gestattet, diesen Theil des Gebiets nicht ausschliesslich mit der Farbe der Triaskalke zu bezeichnen, deren massenhafte Entwicklung sich bis dahin fortsetzt und mit den Kalken von Bukowica und Žirowac vereinigt, ich habe vielmehr in der Umgebung von Šawnik das Vorkommen von Gesteinen angegeben, wie sie im Niveau der Werfener Schichten in diesen Theilen Montenegros auftreten.

Diese Angabe auf der Karte ist natürlich nur eine solche, welche aus Wahrscheinlichkeitsgründen vorgenommen wurde. Solcher Wahrscheinlichkeitsgründe aber gab es mehrere. Erstlich zeigten sich unter den Flussgeschieben der Komarnica bei ihrer Vereinigung mit der Piva neben den Kalkgeschieben auch nicht selten solche, welche auf die Sandsteine und Schiefer des Werfener Niveaus, sowie namentlich auf das Vorkommen von Grünsteinen im Bereich ihres Flusslaufes hinwiesen. Nun könnten freilich diese Geschiebe auch ausschliesslich aus der früher beschriebenen Gegend zwischen Žirowac und Bukowica stammen, wo wir derartige Gesteine anstehend kennen lernten, allein der Umstand, dass die Gegend von Šawnik, soweit man das aus den vorliegenden Karten schliessen konnte, vielfach mit Ortschaften besetzt ist, deutet darauf hin, dass hier vielleicht ähnliche Verhältnisse wie in der directen Fortsetzung der Tuszyna herrschen, und dass die Kalke daselbst sich nicht überall an die Bachufer nahe herandrängen, sondern dem Hervortreten der älteren Gesteine Raum lassen.

Ich darf allerdings nicht verschweigen, dass Herr Schwarz, welchem die Anwesenheit von Grünsteinen und Schiefern im Tuszyna-Thale nicht entging (l. c. pag. 298), von eben solchen Gebilden bei Šawnik nichts berichtet, obwohl er diesen Ort besuchte. Aus seiner Schilderung geht nur hervor, dass daselbst Kalkmassen auftreten, doch können immerhin ältere Bildungen am Fusse dieser Kalke seiner Beobachtung entgangen sein. Die Abbildung, die dieser Autor (nach einer Photographie) von Šawnik gibt, scheint in ihrem landschaftlichen Charakter meiner Vermuthung nicht zu widersprechen, denn an der Basis des steiler aufstrebenden Gebirges sieht man in einer gewissen Höhe flachere Gehänge, was unter Umständen mit dem Vorhandensein schiefriger Bildungen daselbst verträglich wäre.

Schwarz machte von Šawnik aus einen Spaziergang den Šawnik-Fluss hinauf, der sich hier von Norden her in die Bukowica ergiesst. Nach kaum 10 Minuten war das Thal zu Ende, und dort am Ende der Schlucht stürzten „aus einer geräumigen finstern Höhle, die sich tief in eine gewaltige Felswand hineinzog", vier Wasserfälle auf einmal hervor, um eben das genannte Thal zu bilden. Das Gestein dieser Höhle dürfte natürlich wieder ein Kalkstein sein, den man wie alle Kalkmassen dieser Gegend am besten der Trias zutheilen wird. Andererseits aber ist dieses plötzliche Hervorbrechen mächtiger Wassermassen vielleicht ähnlich wie an der Piva-Quelle ein Hinweis auf die Nähe der wasserundurchlässigen Bildungen an der Basis der Kalke.

Der Ort Šawnik selbst steht nach der Angabe sowie nach der Abbildung von Schwarz auf quaternärem Terrain in einer Thalerweiterung.

Um die erreichbarste Vollständigkeit unserer Schilderung der Umgebungen des Dormitor zu erzielen, sei hier noch des Berichtes gedacht, den Herr Consul Sax (Mitth. d. geogr. Ges. Wien 1871, pag. 97) als Beschreibung einer Reise nach dem Dormitor und durch die mittlere Hercegovina veröffentlicht hat. Er machte den Weg von Gacko über Goransko (er schreibt Goratzka) nach dem Kloster Piva, ging von dort über die Komarnica auf die Höhe von Berkowitsch und nach Nikolindo. In dem Komarnica-Thal ging der Weg durch waldiges Terrain, was auf ähnliche Verhältnisse deutet, wie sie in der Piva-Schlucht weiter abwärts bestehen. Sodann ging es steil bergauf „über felsigen Boden und durch dichtes Buschwerk", offenbar dem Kalkgehänge der Schlucht entsprechend, sodann über Wiesengründe, welche sich auf der Höhe von Berkowitsch ausbreiteten. Vielleicht entsprechen diese Gründe den grasbewachsenen Plätzen auf dem Plateau von Kuliči. Von Nikolindo zog Sax ostwärts an einem kleinen seeartigen Sumpfgewässer vorüber über kahlen, steinigen Boden bis zu den Sennhütten von Popan. Ob jene sumpfigen Stellen das Hervortreten einer wasseraufhaltenden Bildung innerhalb der Kalke des Plateaus andeuten, bleibt natürlich gänzlich ungewiss. Da sich diese Stellen bereits in Höhenlagen befinden, welche hier das Vorkommen von Werfener Schichten oder der anderen Gesteine vom Kloster Piva nicht mehr erwarten lassen, so könnte dabei eventuell nur an Wengener Sandsteine gedacht werden. Von Popan aus wandte sich Sax nordostwärts, bis er in das Gebiet von Drobnjak kam. Er gelangte auf einen

Wiesengrund, der von riesigen, abenteuerlich geformten Felsmassen umgeben war und auf der Ostseite von dem mit einer steilen kegelförmigen Spitze gekrönten Berge Sedlo begrenzt erschien. Er überstieg diesen Berg und gelangte auf der andern Seite in eine steinige Mulde, „in deren Mitte zwei kleine, von einsamen Buchen umgebene Alpenseen, besonders der eine (Zeleno Jezero) von herrlich smaragdgrüner Farbe, wie Oasen in der Wüste erscheinen. Diese Mulde ist im Süden von den die Fortsetzung des Sedlo bildenden Felsgebirgen, im Norden vom südöstlichen Abfalle des Dormitor begrenzt und gegen Osten zu offen, indem dort das Terrain sich gegen die Tara hin absenkt". „Wir durchritten", fährt Sax fort, „in einer halben Stunde diese Mulde, erstiegen jenseits in einer Viertelstunde den gewissermassen den südöstlichen Grundpfeiler des Dormitor bildenden Komorastiena, welcher in eine kegelförmige Spitze endet, und kletterten über die mit Gras und einigen Alpenkräutern bewachsenen Felsen noch weiter eine Viertelstunde gegen den Dormitorgipfel zu. So erreichten wir um Mittag wohl eine Höhe von 5000 Fuss, vielleicht 5400—5500 Fuss. In einer Schlucht unter unserem Standpunkt lag Schnee; der Wind wehte eisig, ungeachtet der warmen Augustsonne. Gegen Osten zu sahen wir das Gebiet von Drobnjak und Jezero, das mittlere Tara-Gebiet wie eine Ebene unter uns, nur verhältnissmässig unbedeutende Berge, wahrscheinlich die Randgebirge des Limthales (?), begrenzten dort den Horizont. Gegen Süden versperrten uns die wohl an 6000 Fuss hinanreichenden nahen Vorberge die Aussicht. Der im Nordwesten liegende Gipfel des Dormitor blieb in Wolken gehüllt; er war vermuthlich noch dritthalb bis 3000 Fuss über unserem Standpunkte." Sax entschloss sich hier zur Umkehr.

Die von ihm entdeckten Seen wie der Zeleno Jezero schliessen sich augenscheinlich in ihrem Typus an die von mir erwähnten Alpenseen bei Žabljak und in der Szkerka an. Die auf diese Weise ermittelte grössere Anzahl solcher Seen in der Nähe des Dormitor ergibt einen besonders charakteristischen Zug dieser Gebirgslandschaft. Ich glaube nämlich, dass es zum wenigsten nach der Beschreibung bei Sax keinem Zweifel unterliegt, dass der Zeleno Jezero nebst seinem Gefährten nicht identisch sein kann mit den Seen der Szkerka-Schlucht. Erstlich würden die Begleiter des Herrn Sax diesen wohl mit dem Namen Szkerka bekannt gemacht haben, wenn seine Expedition zu der Localität dieses Namens gelangt wäre, und zweitens ist aus dem Umstande, dass man von der Stelle des Zeleno Jezero aus einen freien Ausblick nach Osten zu hatte, zu schliessen, dass dies wohl die Schlucht der Szkerka nicht gewesen sein kann.

Im Uebrigen lässt sich ein geologischer Schluss aus den Mittheilungen von Sax nicht ziehen. Es lässt sich daraus auch nicht ermitteln, ob der Zeleno Jezero an seinen Rändern von den Formationen umgeben ist, wie sie an den Rändern der Seen am Nordfusse des Dormitor zum Vorschein kommen, oder ob die relativ undurchlässigeren Gesteinscomplexe erst in einiger Tiefe daselbst unter der Oberfläche auftreten. Möglicherweise finden hier aber doch die Sandsteine von Paschina woda eine Fortsetzung. In keinem Falle werden wir fehlgreifen,

wenn wir die Hauptmasse der Gebilde, die Sax auf seinem Wege passirte, zu den Triaskalken rechnen.

Die Gegend zwischen Piva und Niksič.

Von Monastir Piva mich nach Süden wendend, umging ich zunächst den Quellsee der Piva und stieg dann auf das Kalkplateau empor. Nahe seinem oberen Rande befindet sich etwas links vom Wege eine kleine Quelle anscheinend in ähnlichem Niveau wie die Quelle, aus welcher der kleine gleich unterhalb des Klosters mündende Bach vom Plateau bei Gorańsko und Sinjac herkommt. Das Correspondiren solcher Quellen beweist vielleicht ähnlich wie bei den Quellen an den Wänden der Szuszyca die Forterstreckung gewisser Schichten des Kalkes auf beiden Seiten der tiefen Erosionsschluchten, durch welche die Kalkmassen in diesen Gegenden durchschnitten werden, und ist in dieser Hinsicht unter Umständen ein Beleg mehr dafür, dass diese Schluchten nicht auf Grund grosser Verwerfungen oder Verschiebungen entstanden sind, sondern wirklich der Erosion ihr Dasein verdanken.

Nach kurzer Zeit kommt man dann auf der Höhe des Plateaus zu den Häusern von Seljani. Etwas weiterhin bleibt die kleine Festung Bezoj links liegen. Dieselbe befindet sich am linken Ufer der Komarnica in der Nähe des Plateaurandes, und nicht, wie in der Karte angegeben war, auf der anderen Seite des Flusses. Noch weiter kommt Rudinice, ein aus wenigen Häusern bestehender sogenannter Katun (Sommeraufenthalt oder Alpenwirthschaft). Nach zweistündigem Marsch oder Ritt vom Monastir aus gelangt man nach Milkovac; das Dorf Bukowac liegt gleich dabei und bleibt etwas rechts vom Wege liegen.

Hier bei Milkovac machte ich einige interessantere Funde in den Kalken. Die letzteren hatten mir nämlich von Piva angefangen bis hieher keine wesentlicheren petrographischen Abweichungen gezeigt. Gleich südlich von dem genannten Dorfe aber, in dessen Umgebung der Plateaucharakter übrigens durch verschiedentliche Terrainerhebungen gestört wird, sah ich beim Aufstieg auf die Berglehne, über welche der Weg hinüberführt, rothe, dünnschichtige Kalke, theilweise mit hellfarbigen Kalken abwechselnd. Diese Schichten fielen deutlich nach NO, was überhaupt die herrschende Fallrichtung in allen diesen Gebirgsmassen zu sein scheint.

Einige Partien dieser Kalke, und zwar ausschliesslich solche mit rother Färbung fand ich ganz voll von Ammoniten, welche zwei verschiedenen Arten anzugehören schienen. Leider liess sich an der Mehrzahl der Stücke nicht mehr beobachten als das Verhältniss der Umgänge zu einander und der Abstand der Kammerwände. Die Stücke zeigten sich fast sämmtlich abgerieben. Doch liess sich an einem Exemplar noch deutlich die Sculptur der Schale erkennen, in Folge dessen es im Allgemeinen als Planulat bestimmt werden konnte. Der jurassische Charakter dieser Fossilien stand ausser Zweifel und wurde auch von Herrn Professor M. Neumayr, dem ich die Sachen vorlegte, sofort erkannt. Herrn Dr. Uhlig, dem ich die Stücke ebenfalls vorlegte, gelang es sogar, an einem Exemplar einige Loben durch Präparation sichtbar zu machen. Aus der Art der Berippung, dem Vor-

handensein von Einschnürungen und dem Lobenbau schloss er mit Gewissheit auf eine oberjurassische Perisphinctes-Art, deren specifische Bestimmung allerdings nicht gelang.

Der Nachweis, dass Jura und speciell oberer Jura innerhalb der ausgedehnten Kalkmassen Montenegros auftritt, ist somit geführt. Die Frage war nun, wie dieser Nachweis zu der geologischen Auffassung des ganzen umgebenden Gebietes am richtigsten in Beziehung zu bringen sei.

Die bei dem Kloster Piva über den Werfener Schichten und den damit verbundenen Eruptivgesteinen liegenden Kalke mussten nothwendig als triadisch aufgefasst werden, umsomehr als in diesen Kalken weder bei Goracka noch weiterhin auf dem Wege nach Milkowac irgend welche Spuren von Rudisten aufgefunden wurden, welche darauf hätten schliessen lassen, dass bereits hier die weiter südwestlich ausgebreiteten Kreideablagerungen beginnen würden. Die rothen Jurakalke von Milkovac mit ihrem nordöstlichen Einfallen würden nun freilich, wenn blos diese eine Fallrichtung in Betracht gezogen wird, in das Liegende der anderen Kalkmassen an der Piva und Komarnica zu gehören scheinen, indessen lässt sich doch schwer mit Sicherheit behaupten, dass nicht noch vor Milkowac einmal ein umgekehrtes Fallen statthaben sollte. Die durch Karsterscheinungen zerrüttete Oberfläche des hügeligen Plateaus lässt eben nur schwer überall diesbezügliche sichere Ermittlungen zu, zumal bei flüchtiger Bereisung.

Andererseits müssen die Kalkmassen, welche zunächst südlich oder südwestlich von Milkowac beim weiteren Verfolgen unseres Weges angetroffen wurden, ebenfalls zur Trias gerechnet werden, da sie ins Liegende der Jurakalke gehören.

Damit stimmt dann auch eine Beobachtung überein, welche ich im Thale des drei Stunden südlich von Milkowac gelegenen Bresno zu machen Gelegenheit hatte. Bei Bresno befindet sich nämlich eines jener blinden, rings geschlossenen Thäler, durch welche diese Karstgebiete so ausgezeichnet sind, und zwar hat derjenige Theil des Thales, in welchen man zuerst von Milkowac kommend eintritt, einen ungefähr nordsüdlichen Verlauf, und von der eigentlich sogenannten Localität Bresno angefangen, wo eine Thalenge besteht, einen westöstlichen. Ich fand hier nun in dem gegenwärtig absolut flusslosen Thale zahlreiche Geschiebe eines stark verkieselten Porphyrs. Aus der Verwandtschaft derjenigen Eruptivgesteine, wie wir sie bisher schon so oft als dem sicheren Liegenden der gesammten mesozoischen Kalkmassen Montenegros angehörig erkannt haben, ist unser Quarzporphyr allerdings nicht, wohl aber kommen petrographisch nahestehende Eruptivmassen in der später zu beschreibenden Gegend von Virpazar im Niveau der Werfener Schichten vor. Anstehend habe ich nun zwar diese Gesteine hier nirgends gefunden, die Wände des Thales bestanden überall aus Kalk, indessen habe ich den alleröstlichsten, gegen den Nordabhang des Vojnik sich hinziehenden Theil des Thales nicht besucht, es ist also möglich, dass dort herum noch einmal das hieher gehörige anstehende Gestein entdeckt wird. Ich habe auch dieser Vermuthung als der vorläufig wahrscheinlichsten auf der Karte zum Ausdruck verholfen. Vielleicht wird auf diese Weise einer meiner Nachfolger am leichtesten

auf die Sache aufmerksam. Nehmen wir aber an, dass hier bei Bresno wieder Spuren der unter den Kalken liegenden älteren Bildungen auftreten, so liegt es nahe, in den benachbarten Kalken selbst die älteste Abtheilung des gesammten Kalkschichtencomplexes, das heisst die Trias zu vermuthen. Diese Vermuthung ist aber auch dann noch gerechtfertigt, wenn wir an die Möglichkeit denken wollten, dass hier entsprechend den Eruptivbildungen vom Nordfusse des Dormitor ein etwas jüngeres, etwa dem Wengener Niveau entsprechendes Alter der Porphyre anzunehmen wäre.

Bemerkt muss noch werden, dass bei Bresno selbst sich am Grunde des Thales eine etwas stärkere Quelle befindet, was vielleicht darauf hindeutet, dass entweder die wasserundurchlässige Unterlage der Kalke auch hier nicht allzutief liegt, oder dass doch eine weniger zerklüftete Einlagerung in den Kalkschichten in der Nähe ist. Etwas oberhalb der Quelle links von meinem Wege lagen riesige Grabsteinplatten, hier Griechengräber genannt, ganz analog den alten Grabsteinen, denen man in Bosnien so häufig begegnet, und welche dort bisweilen als Magyarengräber gelten. Eine andere, kleinere Quelle befindet sich schon zwei Stunden vorher am Wege von Milkowac her im Kalkstein.

Die Existenz jenes Schotters, zu dessen Gemengtheilen die vorher genannten Eruptivgesteine gehören, ist nun jedenfalls nicht blos dieser letzteren wegen von Wichtigkeit, denn sie beweist, dass das Thal von Bresno ein wirkliches Flussthal gewesen ist. Spuren einer einstigen Seebeckenausfüllung, etwa in tertiären Süsswasserschichten analog den dalmatinischen bestehend, wie sie die Karsttheorie von Mojsisovics für die blinden Thäler des Karstes als wesentlich verlangt, konnten nicht aufgefunden werden. Dennoch könnte der betreffende ehemalige Flussschotter ganz gut älter als diluvial sein. Mir ist sein tertiäres Alter sogar wahrscheinlich, da die gebirgsbildenden Kräfte seit dem Verschwinden und Austrocknen des betreffenden Flusses Zeit gehabt haben, das Thal durch sich vorlegende Erhebungen abzusperren. Sollte die Vermuthung sich bestätigen, dass jenes Eruptivgestein gegen die Nordseite des Vojnik zu ansteht, dann würde auch die Richtung des ehemaligen Flusslaufes als von dorther kommend ermittelt sein. Der betreffende Fluss wäre dann zuerst gegen Nordwesten zu in einem Längsthal geflossen und hätte sich dann bei Bresno nach Norden gewendet, um vermuthlich die Komarnica oder Piva zu erreichen. Dieses letztere Stück seines Laufes wäre ein Querthal gewesen, also gerade ein solches, welches durch die fortgesetzte Thätigkeit der Gebirgsaufrichtung einem austrocknenden Bache gegenüber am leichtesten verdämmt und sozusagen verwischt werden konnte.

Ob es je möglich sein wird, den ehemaligen Ausgang dieses Thales über die heute zwischen Bresno und dem Flusssystem der Piva entwickelten Gebirgsmassen hinüber annähernd festzustellen, erscheint hier wie bei ähnlichen Fällen in verkarsteten Gebirgen sehr fraglich, da die beispiellose Zerklüftung oder besser Zerrüttung der Bergoberflächen das Wiedererkennen ehemaliger Terraingestaltungen äusserst erschwert. Schon heute zeigt sich der letzte Theil der Thalstrecke nördlich von Bresno in einiger Entfernung von diesem Ort nicht mehr

eben, sondern vielfach von allerhand Terrainunebenheiten unterbrochen. Denkt man sich die Processe, denen die letzteren ihre Entstehung verdanken (theils Gebirgsfaltung, theils Einstürze) noch einige Zeit hindurch fortgesetzt, dann wird das betreffende Querthal mit seinen Bodenverhältnissen nicht mehr von der Beschaffenheit der umgebenden Abhänge verschieden erscheinen, und nur eine in sich selbst wieder vielfach zerstückte Art von Einsenkung inmitten des Gewirrs von Felsen und Kuppen darstellen, welches im Uebrigen die Umgebung ausmacht, während die Längsthalstrecke östlich von Bresno sich wahrscheinlich etwas länger ihren ursprünglichen Charakter bewahren dürfte.

Wie aus allen diesen Angaben und Vermuthungen ersichtlich ist, wird eine genauere Untersuchung dereinst gerade in dieser Gegend Aussicht auf interessante Ergebnisse haben.

Von Bresno aus überstieg ich (demselben Wege folgend, welcher durch die Stangen einer Telegraphenleitung markirt wird) den westlichen Ausläufer des gegen 6300 Fuss absoluter Meereshöhe erreichenden Vojnik. Die Abhänge dieses Gebirges traf ich bewaldet, namentlich auf der Nordseite, und zwar zeigte sich nach oben zu ein Gemisch von Nadelholz mit Laubholz, welches letztere in den tieferen Partien ausschliesslich herrschte.

Jenseits des ersten höheren Rückens, den ich passirte, traf ich in einer breiteren, von Wiesen eingenommenen Depression eine Quelle. Die hohe Kuppe des Vojnik selbst erschien von hier aus kahl und soll stellenweise in gewissen Schluchten beständig Schnee führen. Es musste aber noch ein zweiter Rücken überschritten werden, ehe man an den eigentlichen Südabhang des Gebirgszuges gelangte. Dieser Südabhang zeigte sich mit schütterem Eichenwalde bewachsen, während auf der Nordseite Buchen vorherrschten. Doch schien mir dieser Eichenwald im Eingehen begriffen. Die Bäume sahen halb verdorrt und struppig aus. Den jüngeren Nachwuchs zerstörten Schafe und Ziegen.

Diese Gegend ist ausserordentlich wasserarm und die Oberfläche von kleinen und grossen Dolinen unterbrochen. In einem steileren dieser Löcher, dessen Durchmesser indessen nicht gross war, befand sich in der Tiefe noch Schnee, der mit Heu und Stroh zugedeckt war, um ihn für das Wasserbedürfniss der Umgebung zu conserviren, ähnlich wie ich das bei Crkwica gesehen hatte. Diese Vertiefung war bereits in der Nähe der unteren Grenze jenes Eichenwaldes, ein wenig rechts vom Wege gelegen, wie ich zum Nutzen späterer Reisender anführen möchte. Doch ist es immerhin mehr oder weniger vom Zufall abhängig, ob man ohne die Beihilfe kundiger Eingeborener auf derartige Stellen trifft, denn zu einer Untersuchung aller der zahlreichen Vertiefungen, welche die Oberfläche solcher Gebiete aufweist, fehlt doch den Meisten Zeit und Geduld.

Meine Begleiter luden ein grosses Stück jenes Schnees auf unser Packpferd, um für den Weitermarsch und das Bivouak der folgenden Nacht mit Wasser versehen zu sein. Derartige Thatsachen mögen besser als alles Andere geeignet sein, den Wassermangel der Gegend zu illustriren.

Die Kalkmassen, aus denen der Zug des Vojnik besteht, sehe ich mich veranlasst, noch der Triasformation zuzurechnen. Theilweise be-

stimmt mich dazu das früher erwähnte, auf der Nordseite des Vojnik vermuthete Vorkommen der sonst im unmittelbaren Liegenden der Triaskalke auftretenden Eruptivgesteine, theilweise auch der Umstand, dass ich Reste von Rudisten und dergleichen in den betreffenden Gesteinen nicht finden konnte.

Nach einiger Zeit gelangt man zu dem kleinen Dörfchen Lipowa rawna, wo ich rothe Kalkschiefer beobachtete. Leider gelang es mir bei allerdings nur flüchtiger Untersuchung derselben nicht, Fossilien darin zu entdecken. Provisorisch rechne ich aber dieses Gebilde zum Jura und nehme es für ein Aequivalent der rothen, dünngeschichteten, ammonitenführenden Kalke von Milkowac. Die Mächtigkeit der betreffenden Schichten ist hier ähnlich gross wie dort, und zudem befinden wir uns bereits in der Nähe sicherer Kreidekalke, welche die Umgebungen der Duga-Pässe einnehmen, wie später berichtet werden wird. Es ist also die Vertretung des Jura in dieser Gegend zwischen Trias und Kreide nichts Unwahrscheinliches.

Von hier aus ist es nicht mehr weit zu dem Thal von Jasenopolje, einer längsthalartigen Depression, welche indessen keinen ebenen Thalgrund, sondern einen durch Karstlöcher und kleine Terrainbuckel vielfach im Detail unregelmässigen Boden aufweist, soweit ich davon Einsicht nehmen konnte.

Zwischen dem Jasenopolje und dem südlich davon gelegenen Sipačno [1]) erhebt sich ein relativ niedrigerer Kalkgebirgszug, welcher von einem trockenen Querthal durchschnitten wird, an dessen westlichem Abhang der Weg verläuft. So sehr dieses Querthal auch im Einzelnen bereits durch allerhand Unebenheiten unterbrochen wird, so ist es doch im Ganzen als Furche oder Schlucht zwischen den rechts und links davon aufgebauten Gebirgsmassen ganz gut wiederzuerkennen. Man gewinnt die Vorstellung, dass einst ein vom Jasenopolje kommender Fluss hier seinen Ausgang gegen Sipačno und damit gegen die Gegend der Ebene von Niksič zu gefunden hat. Wir hätten also hier ein interessantes Stadium der Verkarstung vor uns, verschieden von manchen der bisher betrachteten, das Stadium nämlich, in welchem im Gegensatze zu dem Falle bei Bresno der einstige Ausgang aus einem der blinden Karstthäler noch ganz gut erkennbar ist.

Bei Sipačno, einem etwas grösseren Dorf mit Kirche, wird das Terrain freier, und zwischen hier und der Ebene von Niksič gibt es nur mehr relativ kleinere Hügelmassen.

Was mir besonders in dieser Gegend auffiel, waren die vielfach der meridianen Richtung genäherten Streichungslinien. Namentlich die Richtung in Stunde 2 kam häufig vor. Dabei herrschte ein bald steileres, bald flacheres östliches Einfallen. Zwischen Sipačno und Gornjepolje, wie die hier zunächst gelegene Bucht der Ebene von Niksič genannt wird, reitet man ebenfalls über hier ziemlich flach nach Osten geneigte Schichtplatten, und bei der mächtigen Quelle, welche man am Rande des Gornjepolje erreicht, ist das Streichen gar in Stunde 16 mit südöstlichem Fallen zu beobachten, verläuft also dem gewöhnlichen in den

[1]) Die österreichische Generalkarte gab die Lage der beiden Orte gerade umgekehrt an.

montenegrinischen Gebirgen herrschenden Streichen gerade entgegengesetzt. Doch gelangen in den Bergmassen, welche das Gornjepolje gegen NW abschliessen, wieder westliche Fallrichtungen zur Geltung.

Die Umgebungen von Niksič.

Die Umgebungen von Niksič, zu welchen wir nunmehr gelangen, bieten mancherlei Interessantes, namentlich wieder in Bezug auf Karsterscheinungen dar.

Die Ebene von Niksič, das Niksičkopolje der Montenegriner, ist ein durch verschiedene Ausbuchtungen oder Verzweigungen gegliedertes, rings geschlossenes Kesselthal, das grösste der blinden Thäler des Fürstenthums.

Bei Niksič selbst erheben sich einige Kalkhügel, die westlich von der Stadt durch vielfach zackige Contouren sich auszeichnen, während der südöstlich von der Stadt gelegene, bei den früheren Kämpfen der Montenegriner gegen die Türken so oft mit Blut gedüngte Trebješ, an dessen Fusse sich die neuerdings vom Fürsten nach schweizerischem Muster angelegte Käserei befindet, einen flacher geformten Rücken vorstellt. Der Gesteinsbeschaffenheit nach würde man diese Hügel am besten der Kreide zurechnen dürfen. Die Ebene rings um diese Hügel ist von Schotter bedeckt.

Südwestlich von Niksič, in der als Slańskopolje bezeichneten Ausbuchtung dieser Ebene, befindet sich am Gebirgsrande ein kleiner See namens Slano Jezero, und nordwestlich von der Stadt liegt am Rande einer ähnlichen Ausbuchtung ein ähnliches Wasserbecken, der Krupac Jezero. Hier entspringen einige Flüsse, welche nach ihrer Vereinigung am Südrande des Beckens von Niksič eine Strecke lang fortlaufen, ihr Wasser jedoch dabei nach und nach verlieren. Von Osten her mündet in das Becken von Niksič die Gračanica. Am Wege von Niksič nach Ostrog und dem eigentlichen Zeta-Thal passirt man das schotterreiche Bett dieses Flusses und erblickt in der Nähe auch einige sogenannte Ponors oder Schlünde, in denen sich das Wasser desselben verliert. Die Art des Gefälles aller dieser Wasserläufe, ihr Herandrängen an den südöstlichen Rand der Gebirgsumwallung der besprochenen Ebene unterstützen die auch von den Bewohnern dieser Gegend vertretene Ansicht, dass die Gewässer der Ebene von Niksič die eigentlichen Quellzuflüsse der Zeta sind, welche dann etwas weiter südöstlich hervortritt, um das Thal von Danilowgrad zu bewässern und sich mit der Morača zu vereinigen.

Nach den Mittheilungen des Herrn Regenspursky zu schliessen, würden im oberen Theile des Gračanica-Thales Schiefer zumeist von dunkler Farbe und flyschähnliche Bildungen vorkommen, und zwar zwischen Sinerowiči und Orakowo. Das Alter der betreffenden Gebilde bleibt wohl einigermassen zweifelhaft, weil die Art ihrer Lagerungsverhältnisse nicht ermittelt werden konnte. Ich sah unter den Geschieben übrigens auch Eruptivgebilde, die mich an die der Geschiebe von Bresno erinnerten.

Ungefähr südlich von dem vorher genannten Slano Jezero, westlich vom Dorfe Bročanac, kommen ebenfalls Schiefer und grünliche flyschartige Gesteine vor.

Am Wege von Niksič nach dem eigentlichen Zeta-Thal und Danilowgrad übersteigt man in der Gegend des Berges und Klosters Ostrog die südöstliche Umwallung der Ebene von Niksič. Der Ostrog ist eine mächtige Kalk- und Dolomitmasse, in welcher Versteinerungen nicht gefunden wurden. Diese Kalkmasse überragt eine Partie schiefriger und mergeliger, zum Theil buntgefärbter Gesteine, welche sowohl in der Nähe der Passhöhe bei Planinica als auch namentlich nach der Zetaschlucht zu bei Powija anstehen. Es sind dies Gesteine, welche theils einen flyschartigen Typus besitzen, theils auch an Werfener Schichten erinnern könnten. Das Fallen der betreffenden Schichten ist ein im Allgemeinen nach Osten gerichtetes, das Streichen dabei aber ein (und zwar auf kurze Entfernungen) etwas wechselndes. Bei Planinica ging das Streichen in Stunde 16, bei Powija wechselte es zwischen Stunde 11—1, verlief also dort im Durchschnitt in nordsüdlicher Richtung. Bei Planinica wird das Einfallen der betreffenden Gebilde unter die Kalkmassen des Ostrog ganz sicher. Andererseits aber trifft man unterhalb Planinica gegen die Ebene von Niksič zu wieder ganz ähnlichen Kalk, so dass es den Anschein gewinnt, als hätte man es mit einer Einschaltung oder schief gestellten Einfaltung der schiefrigen Gebilde in die Kalkmassen zu thun.

Vom Berge Ostrog ist viel kleiner Dolomitschutt auf das von den Schiefern eingenommene Gebiet heruntergefallen und ist derselbe dann stellenweise zu festen Breccien verkittet worden, welche in der Nähe der Passhöhe anstehen.

Um die Beschreibung der Umgebung von Niksič zu vervollständigen, erübrigt noch die Erwähnung der Daten, welche sich aus der Schilderung von Schwarz bezüglich seines Weges von hier nach Šawnik ergeben. Dieser Reisende durchzog zuerst in östlicher Richtung die Niksičer Ebene und stieg hierauf mit einer Wendung nach links über breite Kalkplatten wie auf Treppenstufen zu einem niedrigen Gebirgsausläufer empor. Nach einer Weile erreichte er die Höhe dieses Zuges und erblickte eine Welt von nackten grauen Gebirgszügen, die wie lang gezogene Wogenkämme sich hintereinander reihten. Darauf ging es in ein kleines Thälchen ohne fliessendes Gewässer, in welchem das Dorf Lukowo lag, und von dort über einen überaus steilen, steinigen Abhang auf ein von hochstämmigen Buchen bewachsenes Plateau; dann zog sich der Pfad in ein enges Thälchen hinunter, in welchem die sogenannten vier Brunnen quellen. Beim Anstieg an der jenseitigen Lehne mischten sich Prachtexemplare von Eichen unter die Buchen. Doch „bald hatte der Wald ein Ende, und das unvermeidliche Gerölle übernahm von Neuem die Herrschaft. Indess erfreute hier vielfach recht schöner rother Kalk das Auge, den man wohl eines Tages noch zu Bau- und Kunstzwecken verwenden dürfte“.

Diesen rothen Kalk, der hier Herrn Schwarz inmitten der anderen Kalkmassen besonders auffiel, wird man wohl mit einiger Wahrscheinlichkeit zunächst zum Jura stellen dürfen, im Hinblick auf die in der Streichungsfortsetzung dieser Gebirgsmassen weiter nordwestlich von mir bei Milkowac constatirten rothen Jurakalke. In jedem Falle habe ich geglaubt, jene Beobachtung von Schwarz auf der Karte

fixiren zu sollen, um so bei weiteren Forschungen einen Anhaltspunkt zu bieten.

Etwas weiter ansteigend gelangte der Reisende „auf einen Punkt, der den im Lande ziemlich häufigen Namen Krstač, das ist: höchste Höhe führte. Hier war es, wo für uns eine Bühnenverwandlung so totaler Art eintrat, dass wir uns fast aus dem steinigen Montenegro in einen ganz anderen Theil Europas versetzt wähnten. Vor uns", fährt Schwarz fort, „dehnte sich eine weite Fläche aus, die lediglich an den Seiten hie und da von höheren, mit spärlichem Buchenwald bedeckten oder auch mit glitzernden Schneefeldern [1]) überkleideten Anschwellungen eingeschlossen wurde, sonst aber nur leicht gewellt war. Ueber alle diese Unebenheiten des Bodens, über Hügel und Einsenkungen breitete sich wie ein riesiger Teppich der weichste sammetartige Rasen, der nur selten das nackte Erdreich in Form eines schwarzen, weichen Moorgrundes zum Vorschein kommen liess". Diese Hochebene führt den Namen Krnowo. In der Nähe eines kleinen Buchenhains auf dieser Ebene steht der Han Gowozd. Man übersteigt dann einen letzten Pass, die Glawa Krnowa, und gelangt dann abwärts zum Theil durch verwüstete Buchenwaldungen nach der Schlucht der Biala, welche sich in der Gegend von Šawnik mit der Bukowica vereinigt.

Nähere geologische Anhaltspunkte liessen sich der Schilderung von Schwarz nicht entnehmen. Ich habe in Hinblick auf die herrschenden Streichungsrichtungen und die sonstigen Verbreitungserscheinungen der mesozoischen Kalkgebilde Montenegros die gesammte Gebirgsmasse zwischen den erwähnten rothen, wahrscheinlich jurassischen Kalken und dem Bialathal als triadisch aufgefasst. Die Berasung der Hochfläche von Krnowo dürfte dem Umstande zuzuschreiben sein, dass sich, durch die Natur der Oberflächenplastik begünstigt, dort noch die eluvialen Verwitterungsproducte des Kalkes in ungeschmälerter Mächtigkeit erhalten haben.

Die Duga-Pässe.

Nicht ohne Interesse sind die Verhältnisse längs der gelegentlich der vergangenen Kämpfe zwischen Türken und Montenegrinern oft genannten Duga-Pässe. Mit diesem Namen bezeichnet man eine Terraineinsenkung, welche sich vom nördlichen Theil der Ebene von Nikšič, vom sogenannten Gornjepolje aus nach Nordwesten erstreckt bis in die Gegend von Krstac an der Grenze gegen die Hercegovina. Es wird diese Depression flankirt im Nordosten von der Erhebung der Golija planina, im Südwesten von dem Uteš und dem südöstlich sich daran schliessenden Zuge der Njeguši planina, und sie erscheint auf diese Weise in der Anlage eines Längenthales, welches indessen von keinem Flusse benützt wird. Ueberdies ist dieses Längenthal durch eine Anzahl von erhöhten Querriegeln unterbrochen, und es lässt sich durch keinerlei Spuren nachweisen, dass eine Bewässerung dieser nur ganz roh ausgearbeiteten Thalanlage jemals in zusammenhängender Weise stattfand.

[1]) Die Reise wurde am Ende des Frühjahrs gemacht.

Am Eingange der Duga-Pässe vom Gornjepolje aus trifft man bald braunrothe, grobkörnige Oolithe, welche bankweise geschichtet sind und in Stunde 13 streichen. Die betreffende Localität wurde mir mit dem Namen Vir bezeichnet. Weiter westlich treten rothe Schiefer, sowie rothe und grünliche Kalkschiefer auf, und bald befindet man sich in dem Bereich von echtem grauem Kalk, so wie er hier in der Umgebung rechts und links der Depression weitere Verbreitung besitzt. Noch immer hält hier das schon bei Vir beobachtete, mehr oder weniger meridionale Streichen der Schichten an. Es bleibt nicht mehr ganz in Stunde 13, sondern etwa eine halbe Stunde vor dem Fort Presieka wurde es in Stunde 11 ermittelt bei östlichem Fallen. Da dieses Streichen der Richtung und Anordnung der die Duga-Pässe begleitenden Gebirgszüge widerspricht, so ergibt sich für die tektonische Auffassung der Gegend eine nicht geringe Schwierigkeit.

Bei Sienokosi sieht man wieder die vorher bei Vir beobachteten Oolithe, und links am Wege gelangt man zu einer Quelle, was in diesem Gebiet immer als Ereigniss constatirt werden muss.

Kurz unterhalb Presieka, aber immer noch vor der Anhöhe, auf welcher das noch von den Türken erbaute Fort steht, befindet sich ebenfalls eine Quelle, welche aus einem grünlichen Schiefer hervorbricht. Die seitlich dieser Stelle sich erhebenden Kalkmassen sind durch Rudisten als der Kreide zugehörig bezeichnet. Die beiderseits der Duga-Pässe befindlichen Kalkgebirgsflanken sind überhaupt allenthalben durch das Vorkommen von Stücken mit oft zahlreichen Rudistenresten als cretacisch bestimmbar, womit in dem Gewirr von stratigraphisch unsicheren Beobachtungen, welche man von einem Ausfluge in dieses Land zurückbringt, wieder ein festerer Anhaltspunkt gegeben erscheint.

Hinter Presieka, unterhalb des Berges Debela luga, kommen wiederholt Schieferausbisse zu Tage, deren Streichen in Stunde 1 wieder ein dem meridianen genähertes ist. Das Fallen war hier ein östliches. Der Debela luga besteht aus Kalk, der evident über den Schiefern liegt. Bei der Höhe von Hodzina poljana wird der rothe Schiefer sehr kalkig, nimmt aber etwas weiterhin eine weisslichgrüne Färbung an. Immer noch ist hier nordsüdliches Streichen abzulesen.

Erst in der Gegend von Nusdre beginnt ein Schwenken dieses Streichens nach NW und somit nach der dem allgemeinen orographischen Streichen entsprechenden Richtung. Oberhalb Nusdre erhebt sich wieder ein die Depression unterbrechender Querriegel, wo der Schiefer wieder kalkig wird. Die Kalke jenseits der Forts Nusdre und Smederevo zeigen zum Theil ausserordentlich tiefe Einstürze (jamas), dann abwärts gegen Zlostup zu stellt sich wieder Schiefer ein, welcher deutlich unter den Kalk auf der nordöstlichen Flanke des Weges einfällt.

Ob dafür der Kalk auf der anderen Seite der durch den Schiefer eingenommenen Depression seinerseits unter den Schiefer einfällt, liess sich nicht genau ermitteln. Doch hatte es hinter Zlostup, wo allerdings die Schiefer bereits aufgehört hatten, den Anschein, als fielen die Kalke auf der betreffenden Seite der Depression ebenfalls östlich. In diesem Falle könnte man vermuthen, es mit einer schiefen Einfaltung der Schiefer in die Kalkmassen zu thun zu haben. Dieser Auf-

fassung widerstreiten aber einigermassen die Verhältnisse im südöstlichen Theil der Duga-Pässe, wo die Schiefer durch ihr meridionales Streichen sich in einen Gegensatz zu dem orographischen Streichen der Kalkzüge zu stellen scheinen, und wo die erhöhten, aus Kalk bestehenden Querriegel die Kalkmassen beiderseits der von den Schiefern eingenommenen Depression über die Schiefer hinweg verbinden.

Die Deutung der letzteren unterliegt dadurch einigen Schwierigkeiten. Ich habe mich dahin entschieden, sie dem Alter nach zu der Kreide zu rechnen, theils weil sie an manchen Stellen innig mit den Kreidekalken sogar übergangsweise verknüpft schienen, theils weil ich auf diese Weise am besten den Anschluss an die Beobachtungen Bittner's in den zunächst benachbarten Theilen der Hercegovina herstellen konnte. Die Thalmulde von Crnica und das Thal von Gačko liegen je in der ungefähren Fortsetzung der von den Duga-Pässen eingenommenen Depression, und gerade von dorther beschrieb auch Bittner (Geologie von Bosnien, pag. 234) schiefrige Gesteine, welche den hier erwähnten ähnlich sind, und die er zur Kreide stellte. Weiter nördlich bei Ulog entwickeln sich in der Hercegovina nach Bittner's Mittheilungen aus solchen Gesteinen sogar theils rothe, theils grüne Kalkschiefer, theils Bildungen von wahrem Flyschhabitus mit Fucoiden. Deshalb bringe ich provisorisch die Schiefer der Duga-Pässe, anstatt sie vielleicht mit einem neuen Localnamen, wie Duga-Schiefer, zu benennen, auf der Karte bei der Kreide unter und unterscheide sie von den Kalken dieser Formation nur durch eine besondere Schraffirung.

Die Fixirung der längs der Duga-Pässe bemerkbaren petrographischen Abweichungen von dem allgemeinen Charakter des Kalkgebietes schien mir aber wichtig nicht allein im Hinblick auf spätere Forschungen, welche schon durch die Karte auf die Existenz einer geologischen Differenzirung in diesem Gebiet hingewiesen werden, sondern auch im Sinne einer Charakteristik dieses für die Geschichte Montenegros so überaus wichtigen Defilés. Die Anwesenheit der beschriebenen Schiefer bedingt ja die Existenz und die relativ gute Gangbarkeit dieses Defilés, einmal, weil Schiefer durch die Art ihrer Verwitterung inmitten von Kalkgebirgen stets die Entstehung von Terraindepressionen begünstigen, dann, weil die beispiellose Schartigkeit und Zerklüftung der Oberfläche des Kalkgebirges im Schieferterrain einer ruhigeren Oberflächengestaltung Platz zu machen pflegt, und endlich, was nicht am wenigsten in Betracht kommt, weil das Angrenzen der durchlöcherten Kalke an die wasserundurchlässigen Schiefer das Hervortreten einiger Quellen begünstigt, von deren Anwesenheit in diesen Gegenden die Bewegung oder das Verweilen jeder Truppenmasse, unter Umständen sogar die Anzahl und Stärke der letzteren abhängig sind.

Ich erwähne hier schliesslich nur noch, dass nordwestlich von Zlostup gegen Krstac zu die Schiefer für einige Zeit verschwinden und einem wüsten Kalkterrain Platz machen.

Die Banjani.

Es ist eine öde, trostlos aussehende Gebirgsmasse, welche sich zwischen Krstač, Bilek, Grahowo und Niksič erhebt, und welche man

in ihrer Hauptausdehnung als die Banjani zu bezeichnen pflegt. Sie besitzt im Wesentlichen den Charakter eines von vielfachen Unebenheiten unterbrochenen Plateaus, welches aber von keinem Flusse durchschnitten wird. Nicht einmal grössere zusammenhängende oder in ihrem Zusammenhang erkennbare Anlagen von trockenen Terraindepressionen nach Art der Duga-Pässe sind hier nachzuweisen, und was Quellenarmuth anbetrifft, so kann sich dieses an der Grenze gegen die Hercegovina gelegene Gebiet mit den berüchtigtsten Kalkgebirgen aller an die adriatischen Küsten angrenzenden Landschaften messen.

Wir haben hier die unmittelbare Fortsetzung eines grösseren in der Hercegovina entwickelten Aufbaues von Kreidekalken vor uns, deren Eintönigkeit durch nichts unterbrochen wird. Mannigfache Streifungen, welche Herr Regenspursky hier durchführte, und meine eigene Bereisung der Gegend ergaben nirgends einen bemerkenswerthen Wechsel der Gesteine. Nur an einer Stelle nördlich von Grahowo, an einem der Wege, welche diesen Ort mit der Ebene von Niksič verbinden, und streng genommen bereits ausserhalb des in seinen Grenzen etwas unbestimmten Bereichs, der mit dem Namen Banjani belegt wird, fand Herr Regenspursky laut freundlicher Mittheilung dunkle blättrige Schiefer. Es war dies bei Lješewica gegen Omutič zu, wo diese vielleicht zum Flysch zu rechnenden Gebilde eine kleine, rings von Kalk umgebene Partie vorstellen.

Der Weg, den ich nahm, um über den Uteš in die Banjani zu gelangen, ging aus von einer Wegtheilung zwischen Zlostup und Krstac. Nordwestlich von Zlostup wird in der Verlängerung des aus den Duga-Pässen kommenden Weges das Terrain hypsometrisch niedriger. Diese Vertiefung heisst das Niskido. Eine kleine, während des Sommers verlassene Ortschaft namens Oslan befindet sich dort inmitten eines von zahlreichen Dolinen durchbrochenen Gebietes. Etwas nordwestlich von Oslan zweigt sich von dem Wege nach Krstac der Pfad ab, welcher über den Uteš führt.

Eine halbe Stunde nach dieser Wegtheilung gelangt man zu einer kleineren, ebenen Ausweitung (polje) inmitten des rauh zerklüfteten Kalkes, namens Zriede, mit welchem Namen auch der Berg zunächst links vom Wege belegt wird. Rechts, 10 Minuten ober dem polje, liegt die aus drei Häusern bestehende Ortschaft Goždiči. Nach weiteren 40 Minuten Anstiegs gelangt man zu einer Alm (Katun), welche Katun pod Uteša (Alm unter dem Uteš) genannt wird. Der Berg, auf den man dabei steigt, verbindet den Gipfel der Sommina mit den nördlichsten Ausläufern des Njeguš. Die Sommina aber ist ein zu der Masse des Uteš gehöriger, oder besser gesagt, derselben vorgelagerter Berg, dessen Gipfel eine deutlich bemerkbare Schichtung und ein schwach nordöstliches Fallen dieser Schichten aufweist.

Vom Katun pod Uteša aus braucht man noch $1^1/_2$ Stunden, um die Höhe des Uteš zu erreichen. Der Abstieg von dieser Höhe, welcher ebenso wie der Aufstieg zu den unbequemsten Pfaden Montenegros gehört, dauert dann bis zum Katun von Dubuška noch zwei Stunden. Ich beobachtete auf der Südwestseite des Uteš an einigen Stellen ein dem meridionalen genähertes Streichen zwischen Stunde 13 und 14 und ostwärts gerichtetes Einfallen der Schichten.

Bis zum Katun von Dubuška ging die Richtung meines Weges südlich, von hier an bewegte ich mich mehr in westlicher Richtung und gelangte nach einer Stunde nach Cernikuk.

Die Wasserarmuth dieses Gebirgslandes ist eine sehr grosse und wird vielleicht am besten durch den Fall illustrirt, dass meine Begleiter und ich, als wir, von Durst geplagt, die westliche Abdachung des Uteš herabstiegen, nur auf besonderes Zureden und Bitten von einigen Passanten einige Stückchen gefritteten Schnees erhielten, den dieselben in grösserer Provision aus irgend einer Vertiefung des Njeguš mitgebracht hatten, um bei ihren Arbeiten nicht ganz ohne Wasser zu bleiben. Unter diesen Umständen besitzt eine grössere bei Cernikuk bestehende natürliche Wasseransammlung besondere Wichtigkeit für einen grösseren Umkreis in diesem Gebiet.

Hier befindet sich nämlich eine übrigens nicht allzutief hinabgehende Vertiefung im flachgewellten Kalkgebirge, welche beständig auch während der trockensten Jahreszeit Wasser enthält, welches nach der Meinung der Leute den oberflächlich sichtbaren Theil des Spiegels eines in der Hauptsache unterirdischen Sees bildet. Die Vertiefung wird auf der einen Seite von einer etwas steileren Kalkwand begrenzt, auf der anderen von flacheren Umfassungen, wo sie für Menschen und Vieh zugänglich ist. Unterhalb der steileren Wand soll sich der unterirdische See ausbreiten. Zu hunderten von Stücken wird hier täglich das Vieh der ganzen Umgebung herbeigetrieben, um zum Trank geführt zu werden, welcher Vorgang durch eigens dafür bestellte Leute, übrigens im Sinne einer gesetzmässigen Reihenfolge und Ordnung, überwacht wird. Dass die Qualität des Wassers durch die vielfache Berührung mit dem Vieh, welches hier auch Fussbäder nimmt, nicht eben gewinnt, bedarf keines weiteren Hinweises. Immerhin aber bedingt die Anwesenheit dieses Wasserbeckens die Existenzmöglichkeit für Thiere und Menschen der ganzen Gegend, wenn auch einige kleinere Cisternen noch hie und da vorhanden sind.

Von einigen äusserlich schwarz gefärbten Felsmassen, die sich in der Nähe befinden, soll die Localität ihren Namen haben.

Die Anhöhe zwischen dem Quellsee und dem zerstreut gebauten Dorfe Cernikuk westlich vom Quellsee heisst Kopli. Hier und bei Cernikuk beobachtet man ein Streichen der Kalkschichten in Stunde 7 mit nordöstlichem Fallen. Bald weiter südlich, am Wege nach Miljaniči, gibt es Stellen, wo bei gleichem Streichen das entgegengesetzte, aber steileres Fallen wahrgenommen wird. Miljaniči ist ein Dorf mit Cisternen. Unweit südwestlich davon liegt das Dorf Prigredi. Zwei Stunden von Cernikuk, bei der Localität Kapaviru (ungefähr in der Fortsetzung des auf den bisherigen Karten Boreva Kapa genannten Berges), dort wo eine Wegtheilung stattfindet, insofern rechts der Weg in die sogenannten unteren Banjani (Dolnji Banjani) hinabführt, während der Weg links sich auf den Höhen hält, bemerkt man deutlich ein zu einer Curve gekrümmtes Streichen, welches zwischen den Richtungen von Stunde 2 und Stunde 22 verläuft. Bei Veljine befindet sich eine Ruine, und 10 Minuten südlich derselben erhebt sich ein Felsen, neben welchem eine Cisterne mit Wasser beobachtet wurde.

Die bisherigen Karten gaben weder von den Terrainverhältnissen, noch von der relativen Lage der Ortschaften für die Banjani ein verlässliches Bild. Es ergab sich die Nothwendigkeit, an meine Begleiter allerhand Fragen zu stellen, um die über das Streichen und Fallen, sowie über die Auffindung einiger Eisensteine gemachten Beobachtungen annähernd fixiren zu können. Sei es dass die Leute dadurch misstrauisch gemacht wurden, sei es dass sie aus anderen Gründen mich nicht auf dem Wege führen wollten, den ich bei meinem Abgange von Cernikuk aus ihnen bezeichnet hatte, sie brachten mich jedenfalls nicht nach Tupanje, wo ich die Nacht zuzubringen gewünscht hatte, sondern nach einem anderen Dorfe, welches, wie ich später erfuhr, unmöglich Tupanje gewesen sein kann, obwohl man es zu meiner Beruhigung mit diesem Namen belegte. Doch befand ich mich jedenfalls in jener, übrigens unregelmässigen und unebenen Terraindepression, welche sich südlich des Hochplateaus der Banjani bis gegen den Südrand der Ebene von Niksič zu hinzieht. Wie schon angedeutet, sah ich hier an einigen Stellen das Vorkommen von Eisensteinen auf der Oberfläche oder in Klüften des Kalkes, dem Vorkommen der Bohnerze in anderen Karstgebieten entsprechend, und an einer Stelle fielen mir rothe Kalke auf, welche von den übrigen Kalken der Gegend zu trennen ich indessen keinen Anlass finden konnte. Rudisten habe ich hier übrigens nicht mehr beobachtet, so dass ein directer Beweis für die Zugehörigkeit aller dieser Kalke zur Kreide nicht mehr vorliegt.

Ich gebe jetzt noch kurz eine Mittheilung über meinen weiteren Weg bis nach Grahowo. Ich ging über Rejcina, wo man in eine neue Depression gelangt, nach Badošawi, welches ungefähr 1 Stunde von meinem vorher erwähnten Nachtlager entfernt war. Rechts von diesem Wege lag der Berg Ilina brdo, vor uns die Gipfel der Sawina. Nach Verlauf einer weiteren Stunde gelangte man in die Gegend von Viluši, unter der Sawina, unter deren Spitze man dann am weiteren Wege nach Oščiecienica noch vorbei kommt. Die Höhenlage dieses Punktes kann nicht unbedeutend sein, denn man sieht von hier aus im Nordosten die Gipfel des Dormitor hinter den die Duga-Pässe begrenzenden Ketten hervortauchen. An der Sawina beobachtete ich ein flaches nördliches Fallen der Kalke. Auch bei Oščiecienica, welches auf einem an die Sawina sich anschliessenden Plateau gelegen ist, herrscht flache Schichtenstellung. Es befindet sich dort eine mächtigere Quelle, deren Wässer in einem etwas grösseren Bassin gesammelt werden, welches für die Umgebung dieses Punktes dieselbe Wichtigkeit besitzt, wie das natürliche Wasserbecken von Cernikuk für den nördlichen Theil der Banjani. Der höhere Berg gleich links (östlich) vom Wege heisst Bobirna.

Nach Verlauf einer weiteren Stunde gelangt man von Oščiecienica beständig abwärts steigend zu dem Dorfe Bukowo brodo. Das Fallen der sehr dolomitischen Kalke war hier ein südliches. Beim weiteren Abstieg nach der Ebene von Grahowo kommt man durch eine wild zerrissene, tief eingeschnittene Schlucht, wo das Streichen der Schichten in Stunde 21 bei senkrechter Stellung derselben wahrzunehmen ist. Der ganze Weg aus der Gegend von Tupanje bis Grahowo dauerte, die Rasten abgerechnet, $4^1/_2$ Stunden.



Die Gegend von Grahowo, Cettinje und Rjeka.

Das Gebirgsland von Grahowo, Cettinje und Rjeka einschliesslich derjenigen Theile des Landes, welche an der Grenze desselben gegen das Südende des dalmatinischen Küstenlandes gelegen sind, stellt eine vielgipfelige Karstlandschaft vor, welche ausschliesslich aus Kalken zusammengesetzt ist. Diese Kalke gehören theils der Kreide, theils der Trias an, doch erscheint die Abgrenzung dieser Formationen von einander sehr schwierig und musste stellenweise ganz willkürlich vorgenommen werden.

Im Anschluss an unsere Schilderung der Banjani beginnen wir mit der Gegend von Grahowo.

Die Ebene von Grahowo ist ein ausgezeichnetes blindes Thal, welches rings von hohen Gebirgen umrahmt wird. Ein Fluss, welcher am westlichen Ende der Ebene entspringt, verliert sich weiter östlich in der Nähe von Grahowo selbst. Die Berge der Umgebung können der Hauptsache nach vielleicht zur Kreideformation gerechnet werden. Die angrenzenden Kalke der Hercegovina bei Trebinje werden nämlich von Bittner theilweise auf Grund von Petrefactenfunden zu dieser Formation gestellt und das Gleiche gilt von den Kalken des benachbarten Gebietes von Dragalj in der Krivošcie, wo nach F. von Hauer (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1868, pag. 448) Caprotinen gefunden wurden.

Ich machte von Grahowo aus einen Ausflug nach Südwesten in denjenigen Zipfel des Landes, welcher sich dort bis zur Biala gora zwischen der Krivošcie und der Hercegovina erstreckt. Hat man die Ebene verlassen, so steigt man zunächst auf einen mit Gebüsch bewachsenen, Pakla brodo genannten Berg, welcher grösstentheils aus dünngeschichteten, dunklen, stellenweise hornsteinführenden Kalken besteht. Von hier gelangt man bei mässiger Steigung nach einer Nenowo polje genannten Localität, welche sich durch Graswuchs auszeichnet, und in deren Umgebung nicht selten Gruppen alter Kiefern einen für diese Gegenden sehr beachtenswerthen Schmuck der Landschaft bilden. Dieses Nenowo polje ist kein Thal wie etwa die Ebene von Grahowo oder Niksič, denn es zeigt keine völlig ausgeebnete Fläche, sondern stellt eine vielfach buckelige und wellige Depression inmitten des höheren Gebirges vor, welche indessen in ihrer ganzen Anlage an die der blinden Karstthäler erinnert. Die von den Bewohnern gewählte Bezeichnung polje entspringt daher einer von scharfer Beobachtungsgabe zeugenden Verallgemeinerung eines richtig erfassten Terrainbegriffes. Ob nun etwa das Nenowo polje einst in seiner Beschaffenheit den ebenen Kesselthälern des Landes ähnlich gewesen und erst später beim Fortschreiten der gebirgsbildenden Störungen und des Karstprocesses seine jetzige Beschaffenheit erlangt hat, das wäre eine interessante Frage.

Weiter gegen die Biala gora zu entwickelt sich aus dem Nenowo polje eine von vielfachen Unebenheiten unterbrochene Steinwüste, die sogenannte Nenada. Man gelangt zu einigen Hütten, welche den Namen Katun Dendin führen. Vor denselben (rechts) nördlich vom Wege befindet sich einer jener steilwandigen Einsturztrichter, welche mit dem Namen Jama bezeichnet werden. Derselbe ist dadurch merkwürdig,



dass er nach Aussage der Bewohner erst vor etwa 50 Jahren entstand. An seinem Grunde rieselt Wasser. Das wäre eines jener sprechenden Zeugnisse für die Einsturznatur der Karsttrichter, wie sie nicht deutlicher verlangt werden können, und namentlich ein Zeugniss für den evidenten Zusammenhang solcher Einstürze mit den Corridoren unterirdischer Bäche.

Man beobachtet hier überall hellfarbige weissliche Kalke. Denselben sind stellenweise oberflächlich Nester von Eisenerzen untergeordnet. Ein solches Vorkommen findet sich namentlich unterhalb des Lowička grada genannten Bergkammes. Man beobachtet dort Eisenglanzblättchen, Brauneisen und Schwefelkiese.

An diesem Punkte muss sogar in früherer Zeit gearbeitet worden sein. Man findet vielfach gebrannten Thon und alte Schlacken; an einer Stelle waren derartige Anhäufungen sogar mit einer zwei Fuss mächtigen Schichte von Erde bedeckt. Wenn man nun auch annehmen darf, dass ehemals bei mangelhaften Communicationen die Bergbewohner ihren Vortheil dabei fanden, derartige Vorkommnisse auszubeuten und in ihrer Art zu verhütten, so würden doch heute weitere Versuche in dieser Richtung nutzlos sein. Die Verbindung der Erze, namentlich des Brauneisensteines mit Schwefelkiesen führt ausserdem zu der Annahme, dass auch die Qualität des etwa zu gewinnenden Eisens nicht die beste sein würde, und schliesslich würden auch die Quantitäten für irgend eine grössere Unternehmung nicht ausreichend sein, wie ich hinzufüge, um vor sanguinischen Hoffnungen, wie sie einige Bewohner Grahowos an diesen Punkt knüpften, zu warnen. Andere Erze als die genannten habe ich hier überhaupt nicht gesehen.

Ich beschreibe nun in Kürze meinen Weg von Grahowo nach Cettinje. Spätere Reisende werden diesen überaus mühevollen Pfad wahrscheinlich auf einer bequemeren Strasse zurücklegen, da eine solche zur Zeit meiner Anwesenheit in Montenegro bereits projectirt und theilweise sogar im Bau begriffen war.

Zwischen Grahowo und Dobra gora sieht man im Kalke Einlagerungen eines mergeligen, mit Säure brausenden, hellgrünlichen Gesteins, welches vielfach kleine, dunkelgrüne Flecken aufweist. Eine nähere Untersuchung dieses Gesteins mittelst Dünnschliffs und Mikroskop führte leider zu keinem Resultat. Ich muss mich also damit begnügen, auf die Existenz dieser Einlagerungen aufmerksam zu machen, weil immerhin durch das Verfolgen derartiger, äusserlich leicht kenntlicher Bildungen spätere Parallelisirungen erleichtert werden können.

Südlich vom Berge Orlina, 50 Minuten hinter der Localität Iswor, findet man rothe Erde und Spuren von Eisenschlacken.

Das sind etwa die bemerkenswerthesten Abwechslungen in der geologischen Eintönigkeit des Kalkgebirges zwischen Grahowo und Celina, bis wohin ich am ersten Tage meines Marsches von jenem Ort nach Cettinje gelangte. Am folgenden Tage ging ich zunächst über Krug nach Grab und von dort in einer Stunde nach Vašanido. Vorher passirt man eine Cisterne in einem kleinen Thalkessel. Bald gelangt man nach Ozimica. Der Berg südwestlich, an dessen Abhang die neue Strasse in Angriff genommen wird, heisst Serbaki. Man erreicht eine neue Cisterne. Etwas oberhalb davon beginnt in südöstlicher Richtung

die Steigung über einen Bergkamm, wobei man nach einer Viertelstunde Dide erreicht. Nach einer weiteren Viertelstunde kommt man zu der Häusergruppe Prašno. Die Zerklüftung und Schrattigkeit des Kalkes ist hier eine ausserordentliche. Auf der Höhe mündet dann von rechts der neue Weg. Gleich jenseits desselben erhebt sich eine etwas bewaldete Kuppe, Namens Aluga. Bald sieht man links unter sich eine grosse angebaute Doline und eine Viertelstunde weiter eine kleine Doline mit 2 Häusern (pod Alugom). Nach weiteren 20 Minuten zweigt sich rechts westwärts ein Weg ab nach Vucido, der zunächst aufwärts führt. Nach einer ferneren Viertelstunde gelangt man zu der Kirche Sweti Johan, unterhalb welcher wieder etwas struppiger Wald sich entwickelt. 25 Minuten später trifft man auf ein einsames Haus, Molina pociwa genannt, wo eine Wegtheilung stattfindet, indem sich von hier links (nördlich) ein Weg nach der Richtung von Niksič zu abzweigt. Links unten im Thale liegt die einsame Kirche Sweti Ilia. 10 Minuten hinter Molina pociwa kommt man nach dem Dorfe Kučiste. Auf dem Berge Nainok, links vom Wege, entspringt eine kleine Quelle, so ziemlich die einzige, welche ich auf dem ganzen Wege von Grahowo bis hierher gesehen habe. Der Weg hält sich in der Höhe am Abhange des genannten Berges und seiner Ausläufer. Rechts unten in einer rings geschlossenen, tief eingesenkten Mulde liegt das Dorf Podbukowica, $^5/_4$ Stunden hinter Kučiste erreicht man die Localität Jasyke, einen durch etliche Pappeln ausgezeichneten Berghang, von wo aus man in etwa halbstündiger Entfernung links vom Wege das Dorf Milijewiči am Fusse einer etwas grösseren Erhebung liegen sieht, welche mir als Inok Čeklički bezeichnet wurde. Nach einer Viertelstunde gelangt man in ein kleines blindes Thal, Petrowdo genannt, dem sich bald noch eine kleinere ähnliche Vertiefung anreiht. Links von der letzteren erhebt sich der Jabučki vrh. Vor uns, schon nahe der Ebene von Cettinje, steigt der Inogorski vrh auf, und etwa 2 Stunden von Kučiste entfernt erblickt man links unten die Vertiefung Inogor mit einigen Häusern. Nach einer weiteren halben Stunde erreicht man das Dorf Paice am Rande der Ebene von Cettinje.

Auf dem ganzen Wege waren nichts als Kalke sichtbar. Es ist aus manchen Gründen wahrscheinlich, dass eine Formationsgrenze innerhalb derselben hindurchgeht, wie ich das auch auf der Karte angenommen habe, aber Anhaltspunkte dafür lassen sich leider sehr schwer ermitteln. Jene Grenze wurde deshalb ziemlich nach persönlichem Gutdünken in der Gegend von Kučiste und Podbukowica gezogen.

Die Ebene von Cettinje ist interessant zu nennen, insofern sie allenthalben von gerundetem groben Schotter bedeckt wird, wie er nur der einstigen Anwesenheit eines Flusses zugeschrieben werden kann, und doch existirt heute bei Cettinje nicht einmal das Rudiment eines solchen, wie etwa in der Ebene von Niksić, wo sich doch streckenweise oberirdische Flussläufe entwickelt haben. Die Ebene von Cettinje ist also der letzte Ueberrest eines alten, vermuthlich viel ausgedehnteren Flussthales. Der Fluss selbst ist verschwunden, und auch nicht annäherungsweise kann mit Sicherheit festgestellt werden, woher er kam, wohin er ging. Berücksichtigt man die Höhenverhältnisse der

Gebirgsumwallung, so hat es allerdings den Anschein, dass jener Fluss am ehesten in der Richtung nach Rjeka zu seinen Abschluss gehabt haben kann, wenn derselbe jemals in seinem ganzen Lauf oberirdisch war. Durch einen Vergleich der relativen Durchschnittsgrösse der einzelnen Schotterelemente würde man vielleicht dazu gelangen, die Richtung des alten Flusslaufes zu ermitteln, gleichviel ob derselbe von jeher nur fragmentarisch war oder nicht, und ich kann in dieser Beziehung sagen, dass meine Beobachtungen die Vermuthung zu bestätigen scheinen, dass der Fluss von Westen kam und nach Osten ging; indessen sind diese Beobachtungen, nach welchen die Grösse der Schotterelemente westwärts zuzunehmen schien, nicht ausreichend, da es in dieser Hinsicht wünschenswerth gewesen wäre, zahlreichere Aufschlüsse zu besitzen.

Oestlich von Cettinje wird die Oberfläche der Ebene von einem lehmigen Gebilde eingenommen, welches nicht mit den Ablagerungen des betreffenden Flusses in directem Zusammenhange gedacht zu werden braucht. Ohne gerade mit typischem Löss zu thun zu haben, sehen wir da eine jüngere Bildung vor uns, welche wohl durch Abschwemmen erdiger Verwitterungstheile von den Gehängen, sowie durch Mitwirkung der Atmosphäre entstanden sein mag und einer späteren Zeit angehört als der Schotter. Die Entfernung zwischen dem Westende und dem Ostende der Ebene ist jedenfalls zu gering, um die Erklärung zuzulassen, dass der grobe Schotter des Westendes in so kurzem Zwischenraume schon zu feinem Material umgearbeitet worden wäre.

Die Fallrichtung der Kalke, welche die Ebene von Cettinje umgeben, ist vorwiegend eine westliche oder südwestliche. Was nun das Alter dieser Kalke selbst anlangt, so spricht die grösste Wahrscheinlichkeit dafür, sie für triadisch anzusprechen.

Zwar hat F. v. Hauer etwas oberhalb Cattaro noch Spuren von Kreidekalken beobachtet, allein weiter hinauf gegen Njeguš zu kommen dergleichen Spuren sicherlich nicht mehr vor. Dagegen war H. Höfer (Verh. d. geol. R.-A. 1872, pag. 68) so glücklich, gelegentlich eines Ausfluges nach Cettinje „die rhätische Stufe zweifelsohne nicht nur durch den Megalodus, sondern auch durch die Lithodendren nachzuweisen".

Dieses Ergebniss steht im besten Einklange mit den älteren Auffassungen Lipold's (vergl. Jahrb. d. geol. R.-A. 1859, Verh. pag. 23—27), wenn man die von diesem Forscher zum Lias gezogenen rhätischen Bildungen noch bei der Trias belassen will.

Lipold machte vom Küstenlande aus verschiedene Durchschnitte bis auf montenegrinisches Gebiet. Bei dem einen Durchschnitt vom Meerbusen von Traste aus über das Zuppa-Thal und den Monte Goliš bis zum bereits montenegrinischen Berge Ulić traf er zuerst Nummulitenkalke, sodann in der Umgebung der Zuppa eocäne Mergel, Sandsteine und Conglomerate.

Am Monte Goliš gibt sein Profil die Anwesenheit von Kreidekalken an, während die Hauer'sche Karte daselbst Triaskalke verzeichnet, ein neuer Beweis, welche Schwierigkeiten selbst sehr geübte Geologen in der Deutung der Kalke des Gebietes der Küstenländer gefunden haben. Dahinter, in der Nähe der Grenze, verzeichnet Lipold

zunächst wieder etwas Eocän, sodann Kreide und am Berge Ulić Liaskalke. Die Kreidekalke sind hier nach demselben Autor hornsteinführend, „der hohe Kalkgebirgsrücken des Monte Ulić besteht aus dichten, weissen Kalksteinen, welche überhaupt die Hauptmasse des hohen Grenzgebirges zwischen Cattaro und Montenegro zusammensetzen“.

Bei einem anderen Durchschnitt von Budua nach Cettinje fand Lipold in gewissen rothen Kalksteinen Crinoiden und Aptychen, weshalb diese Kalke dem oberen Jura zugezählt wurden. In der Nähe des Forts Stanjević „stossen diese Juraschichten von den hellweissen Kalksteinen ab, welche von da an in 2—3 Fuss mächtigen, steil aufgerichteten Schichten gegen den 4266 Fuss hohen Gebirgssattel an der Grenze zum Theil senkrechte Felsabstürze bilden und auch im montenegrinischen Gebiet bis hinter Bielossi anstehend gefunden wurden. Zwischen Bielossi und Cettinje folgen sodann in grosser Verbreitung weisse Dolomite in zackigen Bergformen, denen sich bei Cettinje wieder Kalksteine, aber von graulicher, gelblicher und anderer lichter Färbung mit splittrigem Bruch und vielen Kalkspathadern anreihen“. Dieselben Gesteine will Lipold auf dem Wege von Cettinje nach Cattaro beobachtet haben.

Dazu will ich nur bemerken, dass zwischen Cettinje und Njeguš, mehr in der Nähe des letzteren Ortes, an dem Sattel, der die höher gelegene, ringsgeschlossene Ebene von Njeguš von dem Abstieg nach Cettinje trennt, und zum Theil auch noch an diesem Abstieg selbst gegen Dubowik zu sich hornsteinführende Kalke befinden, welche durch ihr Aussehen an die von Hauer der Trias zugewiesenen Hornsteinkalke des Monte Gološ erinnern, soweit man sich von den letzteren aus der Beschreibung ein Bild machen kann. Lipold hat übrigens die Verschiedenheit dieser Kalke von denen bei Cettinje wahrgenommen, denn er stellt dieselben zum Dachsteinkalk, während er die Kalke von Cettinje und zwischen Cettinje und Rieka für Hallstätter Schichten anspricht. Doch erwähnt er nichts von dem Vorkommen der Hornsteine, weshalb er natürlich auch auf die denkbare Analogie dieser Gebilde mit den Hornsteinkalken am Monte Gološ nicht hinweist. Die Kalke in der nächsten Umgebung von Njeguš und bei Vrba sind wieder hellfarbiger und hornsteinfrei. Südlich von Vrba aber am Abstieg nach Cattaro treten dunkle, weissgeaderte Kalke auf, in welchen sich unmittelbar neben der neu angelegten Strasse eine Grotte befindet. Diese Kalke, obschon mit den Hornsteinkalken nördlich von Njeguš nicht ganz übereinstimmend, hat Lipold doch mit den letzteren parallelisirt und zum Dachsteinkalk gezogen.

Ob übrigens Lipold recht hatte, gerade die Kalke bei Cettinje selbst für Hallstätter Schichten anzusprechen, scheint mir noch zweifelhaft. So zweifellos sie verschieden sind von den Hornsteinkalken bei Dubowik und von den dunklen Kalken südlich von Njeguš, so ähneln sie doch andererseits ebenso gewissen Kalkvarietäten, welche wir im westlichen Theil des Landes der Kreide zurechneten. Zu dieser Formation habe ich sie deshalb auch auf der Karte gestellt, und das wird sich vielleicht auch noch durch den Hinblick auf später zu erwähnende Vorkommnisse am Rieka-Fluss rechtfertigen lassen.

Am Wege von Cettinje nach Rieka trifft man zunächst dieselben hellen Kalke, welche in der Nähe der Residenz des Fürstenthums anstehen. Dieselben sind oft grob geschichtet. Die Oberfläche der Berge ist voll von Dolinen und wüstem Felsgetrümmer. Karren-Rinnen sah ich hier auf den Felsen so deutlich als möglich, ein Beweis mehr, dass diese Erscheinungsform des Reliefs durchaus nicht auf die Kalkgebiete der Alpen beschränkt bleibt, sondern auch in den Karstgegenden allenthalben vorkommt, wie ich das schon bei einer früheren Gelegenheit (Jahrb. d. geol. R.-A. 1880, pag. 748) betonen konnte.

Die neu angelegte Fahrstrasse nach Rieka bietet vielfach schöne Aufschlüsse. Bald hat man auf derselben die Passhöhe des Gebirges erreicht, welches die Ebene von Cettinje von der Depression des Skutari-Sees scheidet, und erhält dabei zum erstenmal einen Ausblick auf die in der Ferne schimmernde Wasserfläche. Beim Abstieg trifft man bei Dobrskoselo plötzlich kieselige, in scharfkantige Bruchstücke zerfallende oder zerschlagbare Kalke, welche nicht selten einen leichten Anflug von Kupfergrün zeigen. Sie setzen den ganzen unteren Abhang in der Nähe des genannten Dorfes zusammen. Bei Ceklin sieht man wieder Kalke ähnlich denen bei Cettinje, dieselben halten an bis Rieka. Zwischen Dobrskoselo und Rieka steigt man längs dem Aufbruch eines Schichtensattels herab. Die Schichten fallen nach beiden Seiten der Schlucht, also südwestlich und nordöstlich.

Was die Strecke zwischen Rieka und Virpazar anlangt, so sah ich am Wege zwischen Rieka und Mračil weissen, etwas zuckerkörnigen Kalk. Die Schichten erschienen auf der Höhe des Berges Mračil sehr flach, nahezu horizontal gelagert. Das Dorf Njiwe rechts liegen lassend, ging ich sodann über Čukowič nach Seljani. Dieser letztere Punkt ist besonders merkwürdig dadurch, dass hier plötzlich ein Bach als mächtige Quelle zum Vorschein kommt und sofort bei seinem Ursprunge eine Anzahl von Mühlen treibt. Ob dieser Bach den Skutari-See direct erreicht oder ob er vorher wieder in den Klüften des Kalkes verschwindet, wie es den Anschein hat, darüber bin ich nicht genau informirt. Die Schichten des Kalkes streichen hier in Stunde 7 und fallen beiderseits der vegetationsreichen freundlichen Schlucht mit 15 bis 20 Grad nördlich. Von Seljani aus ging ich nach dem hoch und luftig gelegenen Komarno. Dann folgt ein neuer Abstieg nach einem kleinen unbewohnten Kesselthal oder wenn man will nach einer grösseren Doline. Ueberall erblickt man hier noch den weissen zuckerkörnigen Kalk. Nach nochmaliger Ueberschreitung eines nicht unbedeutenden Gebirgsriegels erreicht man das zwar felsige, aber doch durch vielfältige Culturen ausgezeichnete Thal von Papratnica, und von da gelangt man nach Dupilo. Ueberall herrscht noch Kalk. Von Dupilo steigt man in das romantische Thal der Orahowica herab, welches bei Virpazar in den Skutari-See mündet. Nach langem anstrengenden Klettern ist man angenehm überrascht, wieder einmal auf ebenem Thalboden eine Strecke lang ohne weitere Unterbrechung fortgehen zu können.

Die Kalkgebirge, die wir auf diesem Wege passirten, rechne ich in Ermangelung anderer Anhaltspunkte in der Nähe von Rieka noch zur Kreide, weiterhin zur Trias-Formation. Der Umstand, dass sie die unmittelbare Fortsetzung der bei Cettinje entwickelten Kalke bilden,

sowie die Beobachtungen, welche wir weiterhin bei Virpazar machen konnten, scheinen auch diese Deutung zu unterstützen.

Ehe wir aber diese letzterwähnten Beobachtungen mittheilen, müssen wir noch einmal uns nach Rieka zurückversetzen.

Etwas oberhalb Rieka entspringt einer der wasserreichsten Flüsse des Landes, und zwar tritt derselbe plötzlich mit seiner ganzen Breite aus dem Gebirge hervor, in einer Höhe, die sehr wenig über dem Spiegel des Skutari-Sees gelegen ist. Dieser Umstand bedingt, dass der Fluss schon unterhalb Rieka nur sehr geringe Strömung besitzt und beinahe einem stehenden Wasser gleicht. Er schlängelt sich von mässig hohen Kalkbergen eingefasst bis zur nordwestlichsten Ausbuchtung des Sees hin, in welche sein Thal beinahe übergeht. Er ist von nicht unbedeutender Tiefe, so dass er ohne Schwierigkeit von einem kleinen, der montenegrinischen Regierung gehörigen Dampfschiff befahren werden konnte, welches, auch sonst zu Reisen über den See verwendet, in Rieka seine Station hat. Das Fahrwasser ist aber doch dabei ziemlich schmal, denn beiderseits der freien Wasserstrasse breitet sich über der Wasserfläche ein geschlossener Teppich von Nymphaeen und anderen Wasserpflanzen aus, welcher der Schifffahrt die grössten Hindernisse bereiten würde. Von einem der Uferberge aus gesehen, scheint so der Fluss zwischen üppigen grünen Wiesen dahinzufliessen, und doch geschieht der Abfall der felsigen Berge gegen den Fluss ziemlich plötzlich, so dass zwischen der Wasseroberfläche und den Berglehnen zumeist kein trockener ebener Raum zur Entwicklung einer Wiesenflora oder einer zusammenhängenden Grasfläche übrig bleibt. Der Charakter dieses bei Rieka wenigstens noch relativ schmalen Thales mit seiner Fieberdunst ausathmenden Sumpfvegetation inmitten eines wilden steinigen Gebirges bekommt auf diese Weise einen höchst originellen Zug und die ganze Scenerie wirkt geradezu überraschend.

Mit dem montenegrinischen Regierungsdampfer fuhr ich den Fluss abwärts und hinaus in den Skutari-See bis zur Insel Lesendra. Unterwegs aber landete ich an einer Stelle des rechten Ufers, welche Ploča genannt wird. Hier hatte man die Anwesenheit von Kohlen vermuthet. Was ich indessen fand, beschränkte sich auf eine Ablagerung dunkler Schiefer, welche zum Theil als asphaltische Brandschiefer bezeichnet werden dürften. Von eigentlichen Kohlen sah ich nichts. Die betreffenden Schiefer strichen in Stunde 9, also direct nordwest-südöstlich, und zeigten sich bedeckt von hellen, zum Theil krystallinischen Kalken.

Ein besseres Stück des erwähnten Brandschiefers übergab ich Herrn Baron H. v. F o u l l o n zur Untersuchung im Laboratorium der Reichsanstalt. Es enthielt dasselbe 52·25 Proc. Asche und nur sehr geringe Mengen Wasser. Die ungefähr 47 Procent betragende Menge der organischen Substanz lieferte bei der trockenen Destillation fast nur schwere Oele, und zwar 25 Proc. der Gesammtschiefermasse oder etwa 53 Proc. der organischen Substanz, was als sehr viel bezeichnet werden muss. Diese Untersuchung bestätigt also völlig, dass eine wirkliche Kohle bei Ploča nicht vorkommt, sondern dass die dafür gehaltenen Bildungen viel eher als Asphaltschiefer aufgefasst werden dürfen. Dieser Auffas-

sung entspricht auch das Fehlen aller Pflanzenspuren in den betreffenden Schiefern.

Somit wäre also die Meinung Hocquard's, ehemaligen französischen Consuls in Skutari, zu berichtigen, der (Annales des mines, t. 19, Paris 1861, pag. 495) in einer Depesche an das französische Ministerium des Aeussern die Entdeckung von Kohlenlagern bei Rieka berichtet und daran sanguinische Erwartungen geknüpft hatte. Die Beschreibung Hocquard's lässt keinen Zweifel darüber zu, dass die hier beschriebene Localität mit dem von ihm vermutheten Kohlenvorkommen identisch sei.

Da erfahrungsgemäss die Asphaltvorkommnisse der dalmatinischen und der an Dalmatien angrenzenden Gebirge zur Kreideformation gehören, so darf man in dem Vorkommen der asphaltischen Schiefer einen Anhaltspunkt für die Zuweisung auch der längs der Rieka aufgeschlossenen Gebilde zur Kreide erblicken. Die Ansichten Lipold's, der auch die Gebirgsmassen bei Rieka zur Trias rechnete, glaubte ich also in diesem Punkte modificiren zu sollen.

Ein anderes Auftreten asphaltischer Bildungen wurde von Herrn Regenspursky am Wege zwischen Podgorica und Rieka bei Gradac entdeckt. Der Asphalt gelangt dort sogar in kleinen Hohlräumen des Gesteins zur Ausschwitzung. Auch dieses Vorkommen wurde sammt den Kalkmassen der Umgebung der Kreide zugewiesen.

Für die Auffindung von Kohlen bietet sich in Montenegro wohl leider keinerlei Hoffnung.

Die Gegend zwischen dem See von Skutari und der Küste.

Wir beginnen die Beschreibung dieses zum grössten Theil erst durch die jüngsten Verträge zu Montenegro gekommenen Landstriches mit der Besprechung der nächsten Umgebung von Virpazar[1]). Es empfiehlt sich dies nicht allein wegen des Anschlusses an die vorangehende Schilderung, sondern auch wegen des Umstandes, dass wir hier deutlich diejenigen Schichten aufgeschlossen finden, welche die gesammte Kalkmasse der Gegend unzweifelhaft unterlagern, so dass also hier wieder ein feststehender Ausgangspunkt für unsere Betrachtung gewonnen wird.

Hat man die sich unmittelbar an das Ufer des Sees anschliessende, von allerhand Wasservögeln, namentlich aber von zahllosen Fröschen belebte flache Sumpfgegend von Virpazar verlassen, um die südwestlich von diesem Ort ansteigenden Hügel aufzusuchen, so trifft man zunächst noch etwas Kalk und diesen unterteufend sehr bald zum Theil gröbere Conglomerate, eine Art von Verrucano. Bei Sutoniči steht ein grüner Porphyr an und weiterhin sieht man überall Gesteine, welche deutlich den Habitus von Werfener Schichten an sich tragen. Nach einiger Zeit gelangt man zu dem Dorfe Bukowik. Oberhalb dieses Dorfes, im obersten Theil des Thales, welches von hier aus nach der erweiterten Thaldepression von Virpazar verläuft, trifft man auf bräunliche Felsen,

[1]) Diese Gegend speciell nebst dem Thale der Crmnica gehört allerdings noch zum alten Montenegro.

welche von den sie umgebenden Schiefern sich landschaftlich in auffälliger Weise abheben. Es bestehen dieselben aus einem Gestein von äusserlich sehr trachytischem Habitus. Will man jedoch dem höheren Alter dieses Gesteins bei der Namengebung Rechnung tragen, so könnte man es als quarzfreien Porphyr bezeichnen.

Von besonderem Interesse erscheint hier ein Vorkommen von Petroleum im Bereich der Werfener Schichten. Der betreffende Wassertümpel, in welchem sich sowohl ein Gasauftrieb bemerkbar macht, als auf welchem auch ein unzweifelhaftes Oelhäutchen die Anwesenheit des Petroleums verräth, befindet sich oberhalb von Bukowik in der Richtung gegen Podgor zu, bis wohin man die local von den genannten Eruptivgesteinen unterbrochenen Schieferbildungen verfolgen kann.

Herr Schwarz, der diesen Punkt einige Zeit vor meiner Ankunft in Montenegro besuchte, hat auch die Temperatur der betreffenden Quelle gemessen (l. c. pag. 113) und fand sie zu 14 Grad Celsius, die einer anderen übelriechenden Quelle in der Nähe wurde von ihm zu 11 Grad Celsius bestimmt. Eine von Schwarz mitgenommene Probe des Oeles besass (l. c. pag. 391) nach der in Freiberg vorgenommenen Untersuchung ein specifisches Gewicht von 0·874. Auffällig erschien bei dieser Untersuchung ferner der niedrige Gehalt an leichtsiedenden Oelen.

Bei einem Oelfundorte, der vorläufig isolirt liegt, so dass Erfahrungen aus der Nachbarschaft nicht zu Rathe gezogen werden können, ist es immerhin misslich, zu allzu günstigen Hoffnungen zu ermuntern. Dazu kommt, dass wir es hier mit einem geologischen Niveau zu thun haben, welches bisher überhaupt noch nicht als Fundstätte von Naphtha bekannt geworden ist, so dass Erfahrungen auch in dieser Richtung nicht vorliegen. Immerhin jedoch scheint mir, dass ein Versuch unternommen werden sollte, um die Ausbeutungswürdigkeit des Vorkommens von Bukowik zu prüfen. Eine Bohrung würde sich dazu empfehlen. Doch glaube ich nicht, dass die von Schwarz für ausreichend gehaltene Tiefe von 100 Fuss dabei genügen würde, denn nach den Erfahrungen, die man in anderen Oelgebieten gemacht hat, könnte es sich schicken, dass man in dieser geringen Tiefe noch gar kein Resultat erreicht hätte, während trotz alledem ergiebige Oelmengen in einer drei- bis vierfachen Tiefe des Aufschlusses harrten. Also es wäre der Rath zu geben, die Sache entweder stehen zu lassen oder gleich genügende Tiefen aufzusuchen!

Ein Umstand wenigstens darf bei einem derartigen Versuche als ermunternd betrachtet werden, das ist die Art der Lagerungsverhältnisse. Die Partie der älteren Schiefergesteine, aus denen das Petroleum bei Bukowik hervortritt, stellt nämlich einen Sattelaufbruch dar. Die Kalkgebirge nördlich dieser Schieferzone zeigen nördliches Schichtenfallen, die Berge südlich derselben Zone weisen im Allgemeinen südliches Fallen auf. Wie ich das seinerzeit für die Karpathen und auch im Hinweis auf die von Höfer studirten analogen Verhältnisse Nord-Amerikas auseinandergesetzt habe (Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1879, pag. 302), sind aber erfahrungsgemäss derartige Sattelaufbrüche die geeignetsten Orte für den Angriff ölführender Schichten.

Auch ein stetiger Begleiter des Erdöls, nämlich Salz, ist im Bereich der Werfener Schichten von Bukowik vorhanden, wenn auch wohl

nicht in Form von eigentlichen Salzlagern, was auch im Hinblick auf das Auftreten des Erdöls weder nöthig noch erwünscht ist, so doch als Imprägnirung der betreffenden Schiefer. Das beweisen jedenfalls einige Stellen etwas oberhalb des besprochenen Tümpels, wo sich den Hirten und ihren Herden wohlbekannte Salzlecken befinden. In der Nähe dieser Orte sammelte ich auch grosse, sehr schöne Krystalle von wasserhellem Gyps.

Wesentlich zur Ergänzung des bei der Excursion von Virpazar nach Bukowik gewonnenen Bildes trugen die Beobachtungen bei, welche ich auf dem Wege von Virpazar über Limljani nach dem Suturman-Pass anstellen konnte. Dieser Weg verläuft anfänglich in dem hier ziemlich breiten Thale der Crmnica, auf dessen linker (westlicher) Seite die Schieferpartie von Bukowik mit den ihr untergeordneten Eruptivgesteinen sich befand, und steigt dann auf der rechten (östlichen) Flanke dieses Thales in die Höhe. Man beobachtet dieselben Schiefer und Conglomerate, denen unterhalb und oberhalb des schon hoch an der Gebirgslehne gelegenen Limljani wiederum grüne Eruptivgesteine untergeordnet sind, ob eingeschaltet oder als durchbrechende Masse liess sich schwer durch unmittelbare Beobachtung entscheiden. Der Umstand jedoch, dass diese Grünsteine hier, wie überall sonst in Montenegro, in ihrer Verbreitung auf die älteren Schiefer beschränkt erscheinen und nie auch im Kalkgebiet vorkommen, liess auch hier über ihr höheres Alter keinen wesentlichen Zweifel bestehen.

Es ist umso nothwendiger, dies hervorzuheben, als der Grünstein von Limljani andesitischen Charakter besitzt, was im Hinblick auf den trachytischen Habitus der so nahen Porphyre von Bukowik leicht die Vorstellung von einem jüngeren Alter der Eruptivmassen dieser Gegend hervorrufen könnte.

Die Schiefer und Conglomerate, namentlich die letzteren gehen hier über dem Andesit noch hoch hinauf an der Gebirgsflanke und ganz hoch oben unter dem dieselben mit unregelmässiger Begrenzung bedeckenden Kalke sieht man rothe Hornsteine ganz in der Art, wie sie beispielsweise in der oberen Morača und anderwärts im nördlichen Montenegro in Verbindung mit den dortigen Eruptivgesteinen unter dem triadischen Kalk und im Bereich der älteren Schiefer vorkommen. Bei Limljani sind auch weisse dolomitische Massen den Werfener Schichten eingeschaltet, was mich an gewisse ähnliche Vorkommnisse im östlichen Bosnien erinnerte.

Das Streichen der Schichten bei Limljani beobachtete ich in Stunde 21—22, und weiter oben in der Nähe des Passes war dasselbe mehr rein nordwest-südöstlich.

Wir haben es zwischen Virpazar und dem Suturman-Passe mit einem Sattelaufbruch von Werfener Schichten zu thun, dessen Längsaxe ungefähr nördlich von einer Bukowik mit Limljani verbindenden Linie verläuft. Nördlich und südlich davon erheben sich Kalkmassen über demselben, wenn auch nach Norden nach Virpazar zu die Kalke in einem hypsometrisch niedrigeren Niveau beginnen als südwärts gegen den Suturman zu. Die Kalke begrenzen übrigens, soweit ich das beurtheilen konnte, die betreffende Schieferpartie mit ihren Steilwänden ringsum, und oberhalb Limljani, wo sich die räumliche Entwicklung der

Schiefer an der Oberfläche verschmälert, sieht man sich bald auf drei Seiten von mächtigen Kalkmassen in der Nähe umgeben, unter denen die zackigen Gipfel des Kosa vrh besonders hervorragen.

Von irgend einem der Höhepunkte zwischen Virpazar und Bukowik aus gesehen machen übrigens die Gipfel des Kosa vrh, des Lonac und des ganzen dazu gehörigen Kalkgebirges, über welches der Suturman-Pass führt, den Eindruck eines stattlichen Hochgebirges. Es ist dies dieselbe Kette, welche weiter südöstlich im Berge Rumija zur Höhe von mehr als 5000 Fuss ansteigt, und da diese Höhenziffer hier nicht allein die absolute Höhe über den Meeresspiegel darstellt, sondern auch die relative über dem nicht sehr viel höher gelegenen Thal von Virpazar, so wird der Eindruck, den diese Berge machen, durch die Unmittelbarkeit ihrer Erhebung nicht wenig gesteigert.

Die genannten Kalkberge müssen nun wenigstens in ihren tieferen Lagen der Trias zugerechnet werden. Doch liegen auf der Höhe des Suturman-Passes noch Kalke, welche einem Rudistenfunde zufolge als Kreide angesprochen werden dürfen. Hier fand ich auch einige schöne Stufen von Malachit in dem Kalke. Nach der chemischen Untersuchung durch Herrn Baron Foullon liegt hier ein wasserhaltiges Kupfercarbonat von vorzüglicher Reinheit vor. Dem Malachit sind ganz unbedeutende Partien von Kupferlasur beigemischt. Die Quantitätsverhältnisse des Erzvorkommens erscheinen mir jedoch zum Abbau nicht einladend, es müssten denn in der Nähe des Passüberganges noch an anderen Stellen derartige Erze gefunden werden.

Wenn man von Limljani kommend auf der Höhe des Passes angelangt ist, erblickt man bald eine Doline von grossem Durchmesser. Erst jenseits dieser Doline ersteigt man den allerhöchsten Punkt des Ueberganges (899 Meter). Etwas nordwärts von der Doline bricht eine starke Quelle hervor, und in der Nähe dieser Quelle befanden sich die erwähnten Kupfererze.

Ueberraschend schön ist die Scenerie, wenn man von dem oben bewaldeten Südabhange des Suturman nach Antivari zu herabsteigt. Unten vor sich sieht man das Meer mit dem blauen Golf von Antivari, und von der Höhe des Gebirges sieht man eine Reihe schärfer markirter Felsenkuppen thalwärts ziehen, auf welchen mehrere aus der letzten Türkenzeit stammende Castelle stehen, die unter den Namen Kala Crni Kamen, Kala Skalica u. s. w. bekannt sind. So lange man noch etwa in der Höhe dieser Castelle sich bewegt, besteht der Berg aus demselben Triaskalk wie auf der Passhöhe. Bemerkenswerth erschien, dass die Kalke dieser Seite nordöstliches, also bergeinwärts gerichtetes Fallen aufweisen. Die Höhe des Passes entspricht sonach tektonisch genommen einer Mulde, womit dann auch das Vorkommen des Kreidekalks über den triadischen Kalken auf jener Höhe gut übereinstimmt.

Noch auffälliger erschien aber ein anderer Umstand. Man hätte erwarten dürfen auch auf dieser Flanke des Gebirges Werfener Schichten und die dazu gehörigen Conglomerate und Eruptivgesteine zunächst im Liegenden der Kalke zu finden. Diese Erwartung wurde zwar, wie wir sogleich sehen werden, nicht völlig getäuscht, aber ihre Erfüllung wurde doch einigermassen verzögert, als sich hier etwa auf der halben Höhe des Berges plötzlich ein System von Schiefern mit Sandsteinen

einstellte, welches in seinem ganzen Habitus und auch in seiner Armuth an Versteinerungen an Flysch erinnerte. Die Gesteinstypen des anderen Abhanges schienen vorläufig noch zu fehlen.

Nach langem vergeblichen Suchen gelang es mir endlich, in diesen Bildungen einige Brachiopoden zu finden, welche nach vorgenommener Präparation sich als Spiriferinen erwiesen. Am ehesten wären die betreffenden Schalen noch mit *Sp. fragilis* zu vergleichen. Die grössere Klappe zeigt beiderseits des Sinus fünf einfache, scharf ausgeprägte Rippen. Gegen die Flügel zu stellen sich noch Andeutungen von zwei schwächeren und kürzeren Rippen ein. Die kleinere Klappe war leider nicht zu beobachten.

In Ermangelung anderer paläontologischer Anhaltspunkte würde man vielleicht geneigt sein, hier das Niveau des Muschelkalks als vertreten anzunehmen. Doch scheint mir ein solcher Schluss noch nicht ausreichend begründet. Da sich im Liegenden der fraglichen Gebilde wieder Triaskalke zeigen, so haben wir es jedenfalls mit einer fremdartigen Einschaltung in den triadischen Kalkcomplex zu thun. Das analogste Vorkommen, was speciell in Montenegro zum Vergleich sich böte, wäre noch immer das der übrigens petrographisch abweichend ausgebildeten Sandsteine in der Nähe des Dormitor. Diese letzteren Sandsteine hatten wir provisorisch zu den Wengener Schichten gestellt. Unter derselben Bezeichnung führe ich auch die hier beschriebenen Bildungen am Suturman-Pass auf der Karte an, um nicht eine besondere Farbe dafür in Anwendung bringen zu müssen. Der damit etwa begangene Fehler wird schliesslich nicht übertrieben gross sein. Es handelt sich ja zunächst nur darum, die fremdartigen Sandsteineinschaltungen im Bereich der Triaskalke überhaupt zu markiren.

Sonderbar ist es, dass jene Bildungen auf dem nach Limljani und Virpazar zugekehrten Abhange des Gebirges nicht zum Vorschein kamen. Man müsste also denken, dass sie sich weiter nordwärts rasch auskeilen, was bei ihrer Mächtigkeit und der in der Luftlinie sehr kurzen Entfernung zwischen beiden Gehängen doch nicht ganz leicht zu erklären ist.

Das Fallen der betreffenden Schichten ist jedenfalls ein nordöstliches, also ein solches, dass die Kalkpartien auf der Höhe des Passes in ihrem Hangenden erscheinen.

Grosse Blöcke von Kalk, zum Theil aus verkitteten Kalkschuttbreccien bestehend, sind allenthalben über die von den Schiefern eingenommenen Abhänge herabgefallen. Die sonst sehr schön angelegte neue Kunststrasse, welche von Antivari bis zur Höhe des Suturman in zahlreichen Krümmungen führt, erscheint durch derartige Ereignisse einigermassen bedroht. So jung nämlich auch das Bestehen dieser Strasse ist, so liegen doch derartige Blöcke schon an einigen Stellen auf derselben, was für die relative Häufigkeit der Gesteinsablösungen spricht.

Weiter abwärts schreitend trifft man in der Gegend von Todžemili wiederum auf Kalk, den ich seiner Position im Ganzen nach als das Liegende der Sandsteinschiefer ansehen muss. Doch darf ich nicht verschweigen, dass man an einem dieser Kalkvorberge auf der Strasse schon von Weitem eine auffällige Schichtenstellung erblickt, nämlich die eines kleinen schief gebogenen Sattels, dessen Spitze nach Norden

sieht, während beide Schenkel des Sattels südwärts, bezüglich südwestlich fallen. Ich erwähne das, weil sonst überall in dieser Gegend und auch weiterhin bei Antivari nordöstliches Fallen die Regel zu sein scheint.

Der Weg führt noch tiefer, und bald trifft man unter den letzterwähnten Kalken rothe, eisenschüssige Hornsteine und auch Schiefer, die zum Theil roth, zum Theil intensiv grün gefärbt sind. Nach den eingezogenen Erkundigungen zu schliessen, muss auch Gyps im Bereich dieser Schiefer links (ostwärts) von der Strasse vorkommen. Man zeigte mir Stücke davon. Es schien mir demnach keinem Zweifel zu unterliegen, dass hier wieder die Werfener Schichten in der für Montenegro stellenweise bezeichnenden Ausbildung mit rothen Hornsteinen vorhanden seien, wie ja diese Hornsteine auch oberhalb Limljani an der Grenze gegen die Kalke bekannt wurden. Hier hätten wir also in einer hypsometrisch tieferen Lage die den Gesteinen des nördlichen Abhanges des Suturman correspondirenden Bildungen erreicht. Damit wird auch die etwaige Vermuthung ausgeschlossen, dass die früher erwähnten Schichten mit *Sp. fragilis* schon eine der Facies nach verschiedene Repräsentanz der Werfener Schichten von Limljani vorstellen könnten.

Ehe man nach der Stadt Antivari kommt, gelangt man nach der Herabkunft vom Suturman in die an den Golf von Antivari sich anschliessende Ebene, dann wandert man eine Strecke lang am Rande derselben gegen das Gebirge in einem schütteren, aber ausgedehnten Olivenwalde und unter Myrtengebüschen fort, bis man zu einem aus dem Gebirge heraustretenden Bach gelangt. Im Hintergrunde dieser Schlucht sieht man dann plötzlich die Stadt, überragt von den im letzten Kriege zusammengeschossenen Festungswerken, liegen.

Hier herrschen überall wieder Kalke. Dieselben fallen nach NO. Sie sind stellenweise dünnplattig geschichtet. Auch diese Kalke wird man zur Trias stellen dürfen, weil sie dem Aussehen nach am meisten an die früher durchquerten Kalke erinnern.

Eine ganz andere Physiognomie bekommt die Gegend, welche sich zwischen Antivari und Dulcigno an den Hochgebirgszug, den wir soeben passirt haben, anschliesst. Sie wird von einer Reihe niedriger und mehr flach gestalteter Parallelketten gebildet, welche zum Theil aus Kalken bestehen, zum Theil aus Sandsteinen und Schiefern. Die letztgenannten Gebilde nehmen dabei in der Regel die flacheren Einsenkungen zwischen den Kalkrücken ein.

Am Wege von Antivari nach Dobrawoda trifft man zum ersten Mal auf Sandsteine und Schiefer, welche sehr ausgesprochenen Flyschcharakter besitzen. Da wir gerade an dieser Stelle die Fortsetzung der weiter nordwestlich zwischen Budua und dem Golfe von Cattaro in Dalmatien entwickelten Flyschgebilde vor uns zu haben annehmen dürfen, so unterliegt die Deutung dieser Sandsteine und Schiefer als Flysch auch keinem weiteren Bedenken. Das unmittelbare Angrenzen dieser entsprechend der für Dalmatien gegebenen Deutung als eocän aufzufassenden Schichten an die Kalke der Trias ohne Zwischenschiebung der übrigen mesozoischen Abtheilungen ist auch hier kein anderes Verhältniss, als das in der Umgebung des Golfes von Cattaro beobachtete. Es scheint diese Grenzlinie einer Verwerfung zu entsprechen.

Nicht unerwähnt will ich lassen, dass am Tage meiner Ankunft in Antivari daselbst ein ziemlich heftiges Erdbeben stattgefunden hatte. Es war dies Montag den 4. Juli 1881 um 10 Uhr 25 Minuten Vormittags, wie mir von Seiten behördlicher Personen mitgetheilt wurde. Ich selbst befand mich um diese Zeit unterwegs und etwa auf der Höhe des Suturman, aber noch auf der Nordseite des Passes. Weder ich, noch meine Begleiter hatten aber etwas von dem Stosse verspürt und wir waren deshalb überrascht, bei Antivari mannigfache Anzeichen von der Wirkung jenes Erdbebens vorzufinden. Mauern waren eingestürzt oder doch beschädigt worden, und zwar waren dabei die Steine der Mauern in südlicher Richtung herabgefallen oder doch verschoben worden. Diese Beschädigungen zeigten sich hauptsächlich an der Grenze der Flyschzone gegen die älteren Kalke, wie wir das auch am folgenden Tage am Marsche nach Dobrowoda noch beobachteten, weshalb die Vermuthung gerechtfertigt schien, dass der seismische Vorgang mit der besprochenen Verwerfung in Beziehung gebracht werden dürfe.

Ueber das kleine, nordwestlich von Antivari an der Küste gelegene Territorium von Spica, welches schon nicht mehr zu Montenegro gehört, liegen leider keinerlei Angaben vor. Es wurde die Colorirung desselben auf der Karte nur nach Wahrscheinlichkeitsgründen vorgenommen.

Bei Dobrawoda in der Nähe der Küste trifft man auf eine der vorher genannten flachrückigen Kalkzonen. Ich rechne dieselbe zum Nummulitenkalk, obschon ich deutliche Reste dieser Foraminiferen hier nicht antraf. Die Verbindung dieser Gesteine indessen mit Flyschbildungen, sowie namentlich der Umstand, dass wir hier die zweifellose Fortsetzung der am Aussenrande des Golfes von Cattaro bis zur Punta Tersteno anstehenden Eocänkalke vor uns haben, bestätigen meine Ansicht. Auch bei Pečorica weiter südöstlich trifft man noch dieselben Kalke, die sich in einer längeren Erstreckung bis gegen den sogenannten Šas-See fortzusetzen scheinen, während die vorgenannte Flyschpartie vermuthlich direct in ihrer Fortsetzung mit der Depression des Šas-Sees zusammenfällt.

Ob übrigens auch innerhalb der Kalkzone Dobrawoda-Pečorica sich noch hie und da das Vorkommen einiger untergeordneter Flyschpartien findet, bleibe dahingestellt.

Am weiteren Wege trifft man dann südlich von Pečorica wieder auf eine Flyschzone, deren Lage etwa durch das auf der Karte verzeichnete Dorf Gorana markirt wird, obschon mir dieser Name von meinem Führer nicht angegeben wurde. In der Nähe einer einzeln stehenden kleinen Moschee sah ich auf der Spitze einer aus Sandsteinen und Schiefern zusammengesetzten Anhöhe ein deutliches NW—SO-Streichen und ein vorwiegendes nordöstliches Fallen der oft steilgestellten Schichten. Aehnliche Fallrichtungen glaubte ich schon früher einigemal auf dem Wege von Antivari hieher zu beobachten, aber das Verhältniss war an den untersuchten Stellen nirgends so deutlich als hier.

Auf der nun folgenden, stellenweise wieder etwas steileren Höhenkette, welche nördlich von Val Kruči gegen die Küste zu sich erstreckt, herrscht wiederum der eocäne Kalk, der hier allerdings vielfach ein breccien-

artiges Aussehen gewinnt, und in dessen liegenderen Theilen ich sogar noch ältere Schichten vermuthe. Dunkelrothe terra rossa ist in den Vertiefungen an den Flanken dieses Höhenzuges vielfach verbreitet. Jenseits aber dieser Kette, in der südöstlichen Verlängerung des Val Kruči, kommen die Sandsteine und Schiefer des Flysches zum Vorschein, welche zumeist wieder nach Nordost fallen, während innerhalb der passirten Kalkzone die Fallrichtung sich nicht sicher ermitteln liess. Hier sieht man dafür, während der Weg eine Zeitlang im Streichen führt, oft ganze Schichtplatten des Sandsteines in grosser Ausdehnung entblösst. Durch Sprünge, welche sich unter verschiedenen Winkeln in einer gewissen Regelmässigkeit kreuzen, erhalten diese Schichtplatten das Ansehen eines Strassenpflasters, wie ich das bereits ähnlich an gewissen Schichtplatten des galizischen Flysch am Berge Ovidius bei Kutty (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1877, pag. 107) wahrgenommen hatte.

Die nächste Bergkette, die man nun noch vor Dulcigno passirt, besteht wieder aus Kalk, vornehmlich von breccienartiger Beschaffenheit, wie die vorhergehende. Doch erhebt sich dieser Kalk hier nicht mehr zu irgendwie beträchtlichen Höhen.

An diesen Kalkzug schliessen sich bei Dulcigno neogene Tertiärbildungen an.

Die hier zunächst der Küste aufsteigenden niedrigen Berge bestehen im Wesentlichen aus einem Nulliporenkalk. An diesen letzteren lagern sich namentlich auf der Nordseite der kleinen Hafenbucht bräunliche oder gelbliche Sandsteinbänke an mit kalkigen Zwischenlagen. Diese Schichten fallen deutlich mit einer Neigung von vielleicht 20 Grad seewärts, das ist südwestlich, und gehören demgemäss ins Hangende des Nulliporenkalks. Doch zeigen sich auch die erwähnten kalkigen Zwischenlagen aus Nulliporengestein zusammengesetzt. In diesen Zwischenlagen sowie in den Sandsteinen selbst trifft man häufig auf Versteinerungen, zumeist Pecten und Austern. Leider war die Zeit zu kurz, um grössere Aufsammlungen davon zu machen, und überdies erschien die Fauna ziemlich einförmig und wenig mannigfaltig zu sein. Unter den Pecten verdient *P. latissimus* Erwähnung, weil er sich in besonderer Häufigkeit findet. Leider kommt diesem Fossil nach den neueren Untersuchungen keine Bedeutung mehr zu für die genauere Horizontirung von Neogenablagerungen. Ein anderer Pecten veranlasste ursprünglich Herrn Th. Fuchs, unseren vorzüglichen Kenner tertiärer Versteinerungen, dem ich die betreffenden Stücke zeigte, die Ablagerungen von Dulcigno für pliocän zu halten. Dieser Pecten schien nämlich mit *P. flabelliformis* identisch zu sein. Doch stellte sich bald eine gewisse Aehnlichkeit des fraglichen Fossils mit der unteren Klappe eines Exemplars von *P. Burdigalensis* heraus, welche Art in den gewöhnlich mit den sogenannten Horner Schichten parallelisirten Ablagerungen von Saucats vorkommt. „Wir haben", schrieb mir Herr Fuchs, „hier abermals einen Fall, dass eine Horner Art einer pliocänen zunächst steht."

Demgemäss wurde eine erneuerte Untersuchung des Stückes vorgenommen. Bei dieser stellte sich nunmehr heraus, dass nach dem vorliegenden Material nicht mit Sicherheit eine genaue Bestimmung gegeben werden könne. *Pecten flabelliformis*, schreibt mir Herr Fuchs, hat in der Regel schwächere Rippen und schwächere Furchen als das in

Rede stehende Fossil, obschon mitunter Exemplare vorkommen mit breiten Furchen und stärkeren Rippen, die ganz demselben gleichen. Bei Bordeaux komme hingegen ein Pecten vor, dessen normale Form bezüglich der Rippen ganz mit unserer Art von Dulcigno übereinstimme, dafür aber etwas gewölbter sei. Diese Form von Bordeaux sei zunächst verwandt mit *P. vindascinus Font.*, mit *P. Sievringensis Fuchs* und *P. Besseri Andrz.*, ohne jedoch mit diesen Arten identisch zu sein. Es sei vielleicht dieselbe Art, wie sie als *P. Leythayanus* von Benoît aus der Gegend von Bordeaux angeführt werde. Alles in Allem genommen, lasse sich die Form von Dulcigno vorläufig nicht ganz genau bestimmen, und eben deshalb bleibe es zweifelhaft, ob die betreffenden Ablagerungen miocän oder pliocän seien.

Ich werde in den Schlussbemerkungen noch einmal auf die Erörterung dieser Frage zurückkommen. Auf der Karte hat es mir zweckmässig geschienen, die Nulliporenkalke von Dulcigno mit den etwas jüngeren sandigeren Schichten zusammenzufassen und einfach als Neogen auszuscheiden.

Der vor einigen Jahren aus Anlass der europäischen Flottendemonstration vielgenannte, übrigens bedeutungslose, weil seichte und kleine Hafen von Dulcigno stellt die Fortsetzung einer Thaleinsenkung vor, welche die aus dem Nulliporenkalk bestehenden Erhebungen in zwei Hälften theilt. Nur die nordwestliche dieser Hälften steht landeinwärts mit anderen Gebirgsgliedern im Contact, die südöstliche Hälfte stellt einen isolirten Gebirgsausläufer vor, der einerseits vom Meere, andererseits von einer Ebene begrenzt wird. Der allersüdöstlichste Theil des Rückens bildet sogar einen ganz in das Meer hinausragenden Vorsprung, durch welchen im Verein mit der Flachküste eine gegen Osten offene Bucht gebildet wird. Hier breiten sich an der Flachküste niedrige Sanddünen aus, was ich erwähne, weil das die einzigen derartigen Bildungen sind, welche man in Montenegro zu Gesicht bekommt.

Einige Quellen der Umgebung Dulcignos sind nach der Meinung der Bewohner mineralhältig. Was ich davon sah, entsprach dieser Voraussetzung nicht.

Man zeigte mir beispielsweise einige Stellen an der schwer zugänglichen Nordküste östlich vom Hafen, welche ganz im Niveau des Meeres gelegen waren, und welche sich durch Hervortreten von Wasseradern bemerklich machten. Schon die Lage solcher Punkte schliesst die Idee einer Verwerthung aus.

Doch habe ich die besonders gerühmte Quelle Wieli iswor im Valdenos (Val Noce) nicht gesehen, kann also mein ungünstiges Urtheil auf diese nicht ausdehnen.

Da in den massgebenden Kreisen der Stadt der Wunsch obzuwalten schien, aus Dulcigno eine Art von Curort zu machen, so würde allerdings das Vorhandensein einer Mineralquelle in der Nähe wünschenswerth erschienen sein. Vielleicht bietet aber Dulcigno genügende klimatische Vortheile, um einiges Publicum anzuziehen, sofern dasselbe die unruhige Nachbarschaft der Albanesen nicht scheut.

Einige weitere Ergänzungen zu dem bei dem schrägen Durchschnitt von Virpazar nach Dulcigno gewonnenen Bilde von der Zusammen-

setzung der Gegend zwischen dem Skutari-See und der Küste hoffte ich bei einer Excursion von Dulcigno nach Skutari gewinnen zu können, und machte ich mich demgemäss auf den Weg nach der Hauptstadt Albaniens. Da indessen dieser Weg, wie sich herausstellte, vielfach über ebenes, von Quartärbildungen eingenommenes Gebiet führt, so weisen die dabei gewonnenen Beobachtungen im anstehenden Gebirge vielfach Lücken auf. Immerhin aber erscheint mir die Wiedergabe derselben nicht ganz ohne Interesse

Der eocäne Breccienkalk, welcher die Hügel nördlich Dulcigno zwischen dem Val Noce und dem Val Kruči bildet, wurde bald verlassen, weil er nordöstlich von der genannten Stadt unter der sich dort ausbreitenden Ebene verschwindet. Dagegen traf ich bald auf die Fortsetzung der von Kruči hier herüberstreichenden Flyschzone. Bei einem mir mit dem Namen Snierzyč bezeichneten Dorfe sah ich dann wieder Kalke, die wohl dem zwischen Val Kruči und Gorana sich erhebenden Kalkrücken zum Theil entsprechen. Dieselben zeigten hier keine breccienartige Structur mehr. Ich rechne sie ihrem Habitus nach zur Kreide. Sie grenzen unmittelbar an ein stellenweise sehr sumpfiges Quartärgebiet. Eine angebliche Mineralquelle, die mir hier am Rande des Kalkgebiets gezeigt wurde, liess wenigstens durch den Geschmack einen irgendwie auffälligen fremdartigen Gehalt nicht erkennen, weshalb dieser Punkt den Quellen der näheren Umgebung von Dulcigno an balneologischer Bedeutungslosigkeit nicht nachstehen mag.

Nachdem man nunmehr längere Zeit blos über ebenes Gebiet kommt, muss angenommen werden, dass die anderen eocänen Kalk- und Flyschzüge, die wir früher zwischen Antivari und Gorana angetroffen hatten, weiter nordwestlich unter dieser Ebene verschwinden. Endlich erreicht man die Ufer der Bojana, welche etwas oberhalb dieser Stelle, nämlich oberhalb des Dorfes Trentar eine Kalkkette durchbricht, einen Engpass, der durch einige türkische Befestigungswerke vertheidigt wird. Dieses ist der untere der beiden Durchbrüche, welchen der ziemlich mächtige, von Seefahrzeugen befahrene Strom zwischen seinem Ausfluss aus dem See von Skutari und seiner Mündung ins Meer bewerkstelligt.

Die Kalke der durchbrochenen Kette fallen mit ziemlich steiler Schichtenstellung nordöstlich. In der Nähe der Fähre bei Belen, welche jenseits nördlich des Durchbruchs über die Bojana führt, fand ich in einzelnen Stücken umherliegend rothe oolithische Gesteine. Jenseits Belen traf ich dann wieder auf ebenfalls nordöstlich fallenden Flysch, der hier indessen nur sehr niedrige Hügel bildet.

Von da ab verlief der Weg beständig innerhalb der auf der linken Seite der Bojana sich ausbreitenden Ebene, bis der Drinassa genannte Arm des Drin, welcher sich unterhalb des Castells von Skutari in die Bojana ergiesst, auf einer baufälligen und windschiefen Brücke passirt wurde und wir an den Kalkfelsen, auf denen das Castell von Skutari steht, vorüber in diese Stadt einritten. Die genannten Kalkfelsen bilden das östliche Ufer des oberen Durchbruches der Bojana am unteren Ende des Skadar-Sees.

Schwierigkeiten bereitete mir die Deutung der Kalke des unteren Bojanadurchbruches. Sie liegen zweifellos in der orographischen Fortsetzung

des höheren, vorwiegend triadischen Kalkgebirges, welches vom Suturman über den Gipfel des Rumija die Richtung nach dieser Gegend zu nimmt. Das plötzliche oder vielmehr unerwartete nochmalige Auftreten von Flysch jenseits nördlich dieses Zuges, welches in dem Profil des Suturman kein Analogon findet, gibt freilich Veranlassung, darüber nachzudenken, ob nicht zwischen dem Rumija und dem Bojanadurchbruch sich noch jüngere Kalke an der Zusammensetzung jenes Zuges betheiligen. Gewissheit darüber zu schaffen, muss ich meinen Nachfolgern überlassen. Vorläufig habe ich auf der Karte die Anwesenheit von Kreidekalken an dieser Stelle angenommen, welche ich mir mit den schmalen Streifen cretacischer Bildungen auf der Höhe des Suturman in Verbindung denke.

Mit grösserer, freilich auch noch nicht absoluter Sicherheit glaube ich dagegen die Kalke, auf denen das Castell von Skutari steht, sammt dem westlich vom Ausfluss der Bojana sich erheben Taraboš der Trias zuweisen zu können, weil die Kalke des Castells von Skutari unmittelbar auf paläozoischen, schwärzlichen Schiefern ruhen, welche nördlich vom Castell gegen die Stadt zu angetroffen werden, und welche ausserordentlich an die Schiefer des paläozoischen Gebiets am oberen Lim erinnern.

Das Vorkommen dieser Schiefer hier am Südostende des Skutari-Sees, denen jenseits auf der montenegrinischen Seite des Sees in der Streichungsfortsetzung dieser Gebirgsglieder bei Rieka nichts Aehnliches correspondirt, ist immerhin auffällig genug.

Die untere Morača mit dem Ceta-Thal.

Ich betrat das Gebiet der unteren Morača von Skutari kommend an der Küste des Sees bei Plavnica. Diese Küste ist wie überhaupt die ganze Nordostküste des Skutari-Sees flach und geht speciell in der Gegend von Plavnica in den See durch ein sumpfiges, inundirtes Terrain über, durch welches hindurch sich ein hier mündender Bach eine vegetationsfreie, geschlängelte, für Kähne fahrbare freiere Wasserstrasse geschaffen hat. Beiderseits dieses freien, schmalen Canals befindet sich eine grössere Strecke entlang ebenfalls eine Wasserfläche, doch ist dieselbe völlig dicht mit Röhricht und Schilf bewachsen. Ganz allmälig geht dieselbe in einen Sumpf über und erst viel weiter aufwärts kann man festen Fuss fassen und ans Land steigen.

Ehe man dies thut, passirt man in der Nähe einige in Ruinen befindliche modernere Baulichkeiten, welche auf Plätzen errichtet waren, die heute nicht mehr bewohnbar oder wenigstens durch die Beschaffenheit ihrer Umgebung schwer zugänglich sind. Der Spiegel des Sees ist nämlich in den letzten Jahrzehnten entschieden gestiegen und dadurch sind grosse Flächen der einstigen Ufergegend inundirt oder in Sumpf verwandelt worden.

Sucht man nach einer Ursache dieser Erscheinung, so kann dieselbe schwerlich durch klimatische Veränderungen, etwa durch Zunahme der Niederschläge im Speisungsgebiet des Sees bedingt worden sein. Dergleichen hätte ja wohl einen allgemeiner verbreiteten Ausdruck finden müssen. Für die Annahme einer Zufuhr neuer Wassermengen

durch Eröffnung früher verstopfter oder nach anderen Abflussöffnungen gerichtet gewesener unterirdischer Wassercanäle nach der Seite des Sees zu, woran man ja in einem Karstgebiet denken könnte, liegt zunächst kein positiver Anhaltspunkt vor. Es bleibt also vorläufig nichts Anderes übrig als die Erscheinung in Zusammenhang zu bringen mit einer Aufstauung des Sees im Bereich seines Abflusses. Da nun wiederum keine Veranlassung gegeben ist, irgend welche Niveau-Aenderungen des festen Landes im Gebiet der diesen Abfluss vermittelnden Bojana anzunehmen, die zu jener Aufstauung geführt haben könnten, so liegt es am nächsten, den seit einigen Decennien stattfindenden Einfluss eines mächtigen Armes des Drin in die Bojana für das betreffende Verhalten verantwortlich zu machen, umsomehr als der Zeitpunkt dieses letzteren Ereignisses übereinzustimmen scheint mit dem Zeitpunkt des Steigens des Sees.

Nach Boué (Erklärungen über einige bis jetzt nicht recht von den Geographen aufgefasste orographische und topographische Details der europäischen Türkei, pag. 7. Aus den Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wissensch. 1878) nahm nämlich der Drin gegen das Jahr 1852 bei Skala plötzlich seinen alten Lauf, um durch die Drinassa bei Skutari in die Bojana zu münden. Boué hat hier jedoch augenscheinlich eine kleine Verwirrung bezüglich der Jahreszahl angerichtet. Die sichersten Angaben über das Ereigniss gibt wohl v. Hahn in seiner Reise durch die Gebiete des Drin und Wardar (Wien 1867. Aus d. XVI. Band d. Denkschr. d. philos.-hist. Cl. d. Akad. d. Wissensch., pag. 34). Im Winter von 1858 auf 1859 sei „der lange gefürchtete Einbruch des Drin gegen NW in die Eben von Škodra (Skutari) erfolgt, an deren Südrand der Strom bis dahin floss, indem das Hochwasser die schwachen Schutzbauten zerstörte, mit welchen man den Strom bisher von der Ebene abgehalten hatte. Zwei Winter lang stürmte er wild in derselben hin und her und richtete dadurch grosse Verheerungen an, im dritten Winter grub er das Bett, in welchem nun jahraus jahrein der grösste Theil seiner Wässer durch die $2^1/_2$ Stunden lange Ebene fliesst“. Weiter schreibt Hahn: „Die Anwohner behaupten, dass jetzt kaum der dritte Theil des gesammten Wasserstandes in dem alten Bette dem Meere zufliesse, und betrachten den Durchbruch als eine grosse Wohlthat für sie, weil sie nun von den grossen Ueberschwemmungen befreit sind, von welchen sie früher viel zu leiden hatten.“

Erwägt man, dass bei Hochwasser beispielsweise die Donau in Ungarn oberhalb der Felsenengpässe zwischen Báziás und Orsova gerade in Folge der durch jene Engen hervorgerufenen Stauungen Ueberschwemmungen veranlasst, wie dies in neuerer Zeit so vielfach discutirt worden ist, so wird man leicht begreifen, dass auch die Zuführung mächtiger, früher nicht vorhandener Wassermassen in die durch die Felsenenge von Belen unterhalb Skutari eingeengte Bojana eine ähnliche mit der Verzögerung des Abflusses zusammenhängende Stauung hervorbrachte, welche, weil sie continuirlich fortwirkt, zur bleibenden Inundation eines Theils der Uferlandschaften am Skadar-See führen musste.

Ehe man nach Podgorica kommt, durchschreitet man zwischen dem See und dieser Stadt eine breite Thalebene. Schon bei Mehalla

stellen sich in derselben zu losen Conglomeraten verkittete Schottermassen ein, welche das Thal in seiner ganzen Breite einnehmen und längs der Ufer der Morača in ziemlicher Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Es sind alte Flussabsätze. Die Morača zeichnet sich durch die Menge derartiger Absätze vor allen anderen Flüssen Montenegros aus, wie wir das schon früher in ihrem oberen Lauf bei Monastir Morački kennen zu lernen Gelegenheit hatten.

Podgorica selbst liegt am Rande des Gebirges. Hier mündet die Rybnica in die Morača und etwas weiter oberhalb der Stadt die Ceta. Hier, bei der Brücke Vezier Most und bei den Ruinen von Dukle (dem römischen Dioclea [1]) sind überall noch jene Schottermassen zu beobachten. Sie sind bei Dukle noch sehr mächtig, doch kommt an der Brücke von Vezier Most unter dem von dem Fluss in steilen Wänden aufgeschlossenen Schotter schon der Kalk zum Vorschein, der die Berge der Umgebung zusammensetzt.

Aus der Ebene südlich von Podgorica erheben sich einige isolirte, niedrigere Hügel, welche aus Kalk bestehen. Gleich südlich von der Stadt befindet sich bespielsweise ein kleiner Berg, dessen Kalkbänke mit durchschnittlich 15 Graden südwestlich fallen. Noch eine halbe Stunde weiter südlich, westlich von dem von Plavnica hieher führenden Wege trifft man auf einige andere Hügel; der westliche dieser Hügel heisst Zanosirak góra, die östliche heisst Zeleniczka góra. Am erstgenannten dieser Hügel streichen die Kalkbänke in Stunde 23 und fallen westlich, an der Zeleniczka góra hat das Streichen wieder eine Schwenkung gemacht nach der normalen nordwest-südöstlichen Richtung. Hier fallen die Schichten nordöstlich. Hier kommen auch einige Einlagerungen von Sandstein im Kalk vor, während am Zanosirak vereinzelte Concretionen von schwarzem Feuerstein gefunden wurden.

Am letzteren Berge sah ich allerhand Auswitterungen von kleinen Versteinerungen. Brachiopoden, Schnecken und Zweischaler (Austern ?) glaubte ich darunter erkennen zu können, allein zumeist nur in Querschnitten. Eine Bestimmung erschien leider unmöglich und so musste ich auf eine Deutung dieser beim Zerschlagen stark bituminös riechenden Kalke verzichten. Auf der beigegebenen Karte erscheinen sie provisorisch als zur Kreide gehörig.

Bei einer Excursion in die zwischen der Morača und der Ceta eingeschlossene Gebirgslandschaft Piperi nördlich von Spuž gelangte ich über Dukle, Piperi und Drzega nach Lištac und fand dabei die Gegend überall aus Kalk zusammengesetzt, den ich zur Kreide rechne, und dessen Fallrichtungen vorwiegend nördliche waren. Vor Drzega kam ich über eine breite, bebaute, aber unbewohnte Ebene, die rings von Bergen eingeschlossen war. Doch ist der schmale Kalkriegel, welcher diese Ebene von einer zweiten, höher gelegenen Ebene trennt, von dem Bett eines Flusses durchbrochen. Derselbe beginnt plötzlich in ziemlicher Breite bei Drzega und setzt sich, immer kleiner werdend,

---

[1]) Ausser den Resten einer sehr starken Umfassungsmauer ist von Dioclea nichts mehr sichtbar. Doch findet man in dem Schutt noch allenthalben alte Münzen, welche auch von den Einheimischen gesammelt und den Reisenden zum Verkaufe angeboten werden.

und unter beständigem Wasserverlust bis in das polje unterhalb Drzega fort, wo er gänzlich verschwindet.

Bei Lištac zeigt sich der Berg, an dessen Abhang das kleine Dorf gelegen ist, im Gegensatz zu den mehr kahlen und felsigen grauen Partien der oberen Gehänge an seinem unteren Theile hübsch grün bewachsen, was von vorneherein auf eine Besonderheit der Gesteinszusammensetzung an dieser Stelle hinwies. Es wurden hier flyschähnliche Gebilde angetroffen, ein Gesteinscomplex, bestehend aus glimmerigen Sandsteinen, Sandsteinschiefern und Mergeln. Die letzteren enthalten Fucoiden und gehen vielfach in grünliche und rothe Thone über. In den letzteren trifft man sehr häufig schöne Gypskrystalle von ansehnlicher Grösse. Die Sandsteine enthalten ihrerseits nicht selten, namentlich an Kluftflächen, Schwefelkiese.

Es mag wohl auf den Leser einen ungünstigen Eindruck machen, wenn man beständig und immer von Neuem die Unzuverlässigkeit mancher der gegebenen Deutungen hervorhebt. Für die nachkommende Forschung ist es aber jedenfalls besser, wenn der Autor, anstatt mit sicherem Schritt über alle Schwierigkeiten hinwegzueilen, die Skrupel, die ihn gequält haben, nicht verheimlicht. Ich kann deshalb die Bemerkung nicht unterdrücken, dass ich hier sogar die Vertretung der Werfener Schichten durch eine etwas abweichend ausgebildete Facies für möglich hielt, da die oberwähnten Gypskrystalle mich ausserordentlich an Bukowik erinnerten. Versteinerungen aber, welche meine Zweifel hätten beseitigen können, gelang es mir weder aus den Schiefern und Sandsteinen, noch aus den Kalken der Umgebung zu gewinnen, und so blieb allen Vermuthungen bezüglich des Alters der fraglichen Bildungen der weiteste Spielraum.

Doch ist jedenfalls der Flyschcharakter der letzteren äusserlich ganz evident, und da dies der einzige Anhaltspunkt zur Beurtheilung des betreffenden Schichtencomplexes ist, so bleibt mir nichts übrig, als mich an diesen zu halten. Nehmen wir dann ferner an, die Kalke der Umgebung gehörten zur Kreide, so bereiten hier ähnlich wie bei Powija am Ostrog nur die Lagerungsverhältnisse Schwierigkeiten, wenn man nämlich von der übrigens nur durch die Analogie mit Dalmatien zu begründenden Voraussetzung ausgehen will, dass in diesen Gegenden kein cretacischer Flysch vorkommt. Man müsste dann das Vorkommen vereinzelter eingeklemmter Partien von Eocängesteinen in überstürzten Falten der Kreidekalke annehmen. Eine spätere Untersuchung wird sich aber doch die Frage vorlegen müssen, ob nicht hier die einfachere Vorstellung von einer Einschaltung flyschartig ausgebildeter Gesteinslinsen in den unteren Partien der Kreidekalkmassen eine gewisse Berechtigung haben kann.

Diese Vorstellung wäre auch umso naheliegender, als, wie bereits bei einer früheren Gelegenheit erwähnt wurde, die Kreidekalke in der Hercegovina stellenweise, z. B. bei Ulog, in Flysch übergehen.

Das Einfallen der Kalke in der Gegend zwischen Dukle und Lištac ist, wo es beobachtet werden konnte, ein nördliches.

Was nun das Ceta-Thal oberhalb Podgorica anlangt, so habe ich dasselbe leider nicht persönlich zur Anschauung bekommen, abgesehen von dem Punkte der Einmündung dieses Flusses in die Morača, und

abgesehen von der früher geschilderten Gegend von Powija, wo die Ceta aufs Neue entspringt, nachdem sie am Ostrande der Ebene von Niksić sich im Innern des Gebirges verloren hatte.

Nach der Mittheilung des Herrn Regenspursky jedoch, welcher auf meine Bitte die Gegend von Spuž und Danilowgrad bereiste, würden die Gehänge dieses Thales fast überall aus Kalk bestehen, welcher nach den von ihm gesammelten Proben mit einiger Wahrscheinlichkeit der Kreide zugerechnet werden muss. Ebendahin würde auch der isolirte Berg gehören, auf dem die Festung Spuž steht.

Eine Bestätigung dieser Ansicht über das Alter der Kalke des Ceta-Thales wird man auch in der Mittheilung von Schwarz (l. c. pag. 262) finden dürfen, dass sich bei Danilowgrad in den Kalken zahlreiche Petrefacten befanden, welche als *Exogyra columba* bestimmt wurden. Schwarz gibt leider nicht an, wer die Bestimmung dieser Versteinerungen ausgeführt hat. Es muss deshalb immerhin betont werden, dass in den verwandten Karstgebieten Illyriens, Dalmatiens und der Hercegovina die *Exogyra columba* bisher nirgends gefunden worden ist, und dass es scheint, als ob die Facies der Kreidebildungen, mit welcher wir es in diesen Ländern vorzugsweise zu thun haben, mit dem Vorkommen der genannten Art nicht recht harmoniren wolle, es darf auch gesagt werden, dass bei ungenügendem Erhaltungszustande vielleicht eine Verwechslung jener Form mit Caprotinen nicht völlig ausgeschlossen erscheint, indessen auch in letzterem Falle bliebe die Deutung der betreffenden Kalke als Kreide immerhin aufrecht, wie denn überhaupt, in der Regel wenigstens, das gesellige Vorkommen von Versteinerungen in allen diesen Karstgebieten eher auf Kreide als auf eine der anderen Kalkformationen hinweist.

Diese fast mit Sicherheit vorauszusetzende allgemeinere Vertretung der Kreide im Bereiche der Ceta hat mich auch wesentlich mit dazu bestimmt, für die vorher erwähnten Kalkgebirge der Landschaft Piperi an Kreide zu denken.

Nur an wenigen Stellen scheinen im Bereiche der Ceta noch andere Gesteine hervorzutreten. Herr Regenspursky fand nordwestlich von Danilowgrad, östlich von dem Dorfe Kujawa, röthliche Schiefer, und etwas seitlich vom Ceta-Thal, nördlich von Danilowgrad, zwischen Govanovići und Slatina, sah er ebenfalls Schiefer, welche wahrscheinlich den Flyschbildungen zuzurechnen sind. Am Wege dorthin bei Mezići traf er jedoch überall noch Kreidekalke. Von dort liegen mir sogar Rudisten vor.

Die mittlere Morača.

Verfolgt man die Morača oberhalb Podgorica thalaufwärts, so trifft man zunächst bei Zlatica eine kleine Partie von Flyschsandsteinen inmitten des dort anstehenden Kreidekalkes.

Oberhalb Zlatica wendet sich der Fluss durch ein sehr enges, von ausserordentlich steilen Wänden eingefasstes Thal. Namentlich fiel mir hier eine auf beiden Seiten des Thales sichtbare Bank von ungewöhnlicher Mächtigkeit oder Massigkeit auf. Das Streichen wurde hier in Stunde 15 bis 16 beobachtet, das Fallen aber schien beider-

seits des Thales entgegengesetzt und jeweilig gegen die Gehänge zu stattzufinden, so dass der Fluss hier gewissermassen längs der Schneide eines flachen Sattels sich eingesägt hätte.

Weiter aufwärts kommt dann eine kleine Thalerweiterung, welche mit etwas Eichengebüsch bewachsen ist. Hier fand ich das Streichen der Kalke wieder in Stunde 9, also den gewöhnlichen nordwest-südöstlichen Richtungen entsprechend. Zu losen Conglomeraten verbundener Schotter steht hier längs des Thales hoch über dem Flusse noch immer an. Zuweilen sieht man kolossale Blöcke dieses Conglomerates in den Fluss hinabgestürzt.

Weiterhin, etwa eine halbe Stunde unter der ersten (neuen) Brücke, welche dort über den Fluss führt, trifft man stark bituminöse Kalke mit theerigen Ausschwitzungen, ein Zeichen, dass wir uns hier vermuthlich noch innerhalb der Zone der Kreidekalke befinden.

Endlich erreicht man die Einmündung eines von Osten kommenden Nebenflusses bei der Thalerweiterung von Beoće. Das hier in die Morača einmündende Thal heisst Mala rieka. Der Name Beoče bedeutet soviel als Zweiwasser. H. Barth musste, als er in dürrer Sommerszeit hier durchreiste, sogar das Wasser bezahlen, ein Beweis, dass unter besonders ungünstigen Verhältnissen sogar ein Fluss wie die Morača nahezu austrocknen kann. Am rechten Ufer in einer gewissen Höhe über jenem Nebenflusse liegt Begow Han, wo ich gelegentlich der Bereisung dieser Gegend nächtigte. Hier verliess ich die Morača, um mich über Bratonosiči nach der Ljewa reka zu wenden.

Was nun denjenigen Theil der Morača anbelangt, welcher sich zwischen Beoče und Monastir Morački befindet, so musste der betreffende Theil der Karte auf Grund von Combination ergänzt worden. Ich sah allerdings am Wege von Begow Han nach Bratonosiči, nachdem ich die erste Höhe erklommen hatte, zur Seite einigemale den vielfach geschlängelten Verlauf des Flusses inmitten des Kalkgebirges, und andererseits konnte ich mich von der Gegend von Monastir Morački her durch die Betrachtung der Berggehänge und Bergformen auch davon überzeugen, dass die dort entwickelten älteren Schiefergesteine noch eine Strecke lang südwärts sich ausbreiten. Irgendwo in der Mitte zwischen Beoče und Monastir Morački musste also die Grenze zwischen der vom Schiefer eingenommenen Landschaft und der kalkigen Karstentwicklung vorausgesetzt werden. Für die genauere Feststellung dieser Grenzlinie fehlte es aber an völlig sicheren Anhaltspunkten.

Herr Schwarz hat übrigens den Weg von Monastir Morački nach Podgorica gemacht. Aus seinen Schilderungen geht hervor, dass er dabei nur stellenweise in das Thal des Flusses herabkam, und dass er vielfach seitlich vom Flusse über das Gebirge zu gehen genöthigt war. Das würde die Steilheit der Ufer und die geringe Breite des ganzen Thales sehr gut illustriren, welche dort bestehen muss. Nach den Angaben des genannten Autors (pag. 326 und 327) zu schliessen, würde er, der vom Monastir her kam, südlich der Einmündung der Mrtvica in die Morača wieder in unzweifelhaftes Karstterrain gelangt sein. Das ist auch ungefähr die Gegend, wo man in Hinblick auf die Verhältnisse des von mir untersuchten Gebietes bei Jablan und an

der Ljeva reka die Grenze der betreffenden Formationen mit Wahrscheinlichkeit vermuthen dürfte.

Die Schlucht der Mrtvica schildert Schwarz als bei ihrer Ausmündung in die Morača von steilen Wänden umgeben. Oberhalb dieses Punktes sah derselbe Reisende an einer Stelle merkwürdige Troglodytenwohnungen im Thale der Morača selbst. „In den harten Schottermassen, die hier die Wände bilden, finden sich zahlreiche und ausgedehnte Höhlen. Die Thalbewohner nun schliessen den Eingang derselben mittelst eines Verschlages von Stangen und Brettern ab und lassen in den improvisirten Ställen ihr Vieh überwintern.“ Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, dass diese Höhlen künstliche sind, und es ist bekannt, dass die Herstellung derartiger Räume einem in vielen Ländern geübten Brauch entspricht. Ich erinnere z. B. an die ganz ähnlichen Höhlen, die man in den Schottermassen längs einiger persischer Flüsse hergestellt hat, und an die im chinesischen Löss ausgegrabenen Wohnungen. Die Möglichkeit einer derartigen Aushöhlung basirt auf einer gewissen Consistenz des Materiales, wie sie bei dem Schotter nur durch ein verkittendes Bindemittel sich erklärt. Wir hätten also auch hier die Existenz der diluvialen Conglomerate vorauszusetzen, wie wir sie bei Monastir Morački einerseits und andererseits zwischen Beoče und Podgorica kennen gelernt haben. Die Morača ist durch derartige Bildungen ausgezeichnet, wie kein anderer Fluss Montenegros.

Während wir nun wenigstens ungefähre Anhaltspunkte für die Grenze zwischen dem älteren Schieferterrain im Norden und den Karstlandschaften im Süden des Gebietes der mittleren Morača besitzen, so fehlt es uns dagegen vorläufig gänzlich an Mitteln, um innerhalb der Karstlandschaften eine Grenze zwischen den einzelnen Kalkformationen aufzufinden. Man darf annehmen, dass wenigstens die unmittelbar über den älteren Schiefern liegenden Kalke zur Trias gehören, und dass also irgendwo eine Grenze dieser unteren Kalke gegen die Kreidekalke (vielleicht sogar bei Zwischenschiebung jurassischer Absätze) vorhanden ist. Man darf jene Vertretung der Trias umsomehr voraussetzen, als nach Boué weiter im Südosten in Albanien Dachsteinkalke in grosser Ausdehnung vorkommen; allein auch mein Weg von Beoče über Bratonosiči nach Jablan ergab für eine genauere Gliederung aller dieser Massen keine Anhaltspunkte, abgesehen von dem negativen Resultate, dass ich bei Bratonosiči Spuren von Rudisten nicht auffinden konnte.

Diese Gegend gehört zu den trostlosesten in ganz Montenegro, die Wege zu den schlechtesten in diesem Lande. Die Bewohner dieser Gegend müssen bisweilen einige Stunden weit gehen, um sich Wasser zu verschaffen. Das Gebiet ist mit Dolinen völlig übersät, die Felsen aber zeigen vielfach die Erscheinung der sogenannten Karren. Die Schichtenstellung hier ist, so weit sich dies beim Aufstieg von Begow Han aus beurtheilen liess, eine meist flache.

Beim Hinabstieg nach Jablan und nach der Ljeva reka haben wir den Anschluss an das Gebiet erreicht, mit dessen Beschreibung wir die Schilderung der einzelnen Gebietsabschnitte begonnen haben, und damit ist diese Schilderung selbst an ihrem Ende angelangt.

Schlussbemerkungen.

A. Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse.

Eine Arbeit wie die vorliegende muss wohl nach einem andern Massstabe gemessen werden, als nach demjenigen, welcher an geologische Untersuchungen in bequemer zugänglichen und bezüglich ihres geologischen Baues bereits bekannteren Gebieten angelegt zu werden pflegt. Sehen wir aber auch von den äusseren Schwierigkeiten einer Reise durch ganz Montenegro, in der Weise wie sie der Verfasser durchgeführt hat, gänzlich ab, so bleibt doch zu berücksichtigen, dass es sich darum handelte, die Grundlagen einer geologischen Betrachtung des Landes überhaupt erst zu schaffen, abgerechnet die wenigen und zusammenhangslosen Mittheilungen, welche über einzelne Theile desselben bisher in die Oeffentlichkeit gedrungen waren.

Viel mehr als solche Grundlagen zu geben, konnte ich wohl überhaupt nicht anstreben, und es ist fraglich, ob mir das im Hinblick auf die mancherlei zweifelhaft gebliebenen Punkte in genügendem Umfange gelungen ist. Schliesslich werden auch erst meine Nachfolger zu erkennen in der Lage sein, ob ihnen durch die zu Gebote gestellten Anhaltspunkte Erleichterungen der Arbeit verschafft worden sind. Ich hoffe dies bis zu einem gewissen Grade, allein ich will doch gleich hinzusetzen, dass diese Anhaltspunkte zu dürftig und spärlich sind, um nach allen Richtungen hin die hier mitgetheilten Ergebnisse für solche Arbeiten zu verwenden, welche im grösseren Style Fragen allgemeiner Natur behandeln. Zurückhaltung kann da nichts schaden, und das Hypothetische von dem sicher Erkannten zu trennen, scheint unabweisliches Gebot. Wie weit man berechtigt ist, von sicherer Erkenntniss zu sprechen, mag aus dem Folgenden noch einmal übersichtlich gemacht werden.

Mit ziemlicher Sicherheit können wir alle grossen Formationsabtheilungen vom Paläozoischen bis zum Quartären in Montenegro für vertreten annehmen, ausgemacht jedoch erscheint es nicht, dass auch alle einzelnen Glieder dieser Formationen vorkommen.

Was die paläozoische Schichtenreihe anlangt, welche aus theils schwarzen, theils grauen, oft glimmerglänzenden Thonschiefern, sowie aus diesen untergeordneten Conglomeraten und Kalksteinen besteht, so wurde die Altersdeutung aus der petrographischen Beschaffenheit der betreffenden Schichten gewonnen, welche am besten mit der sonst bekannten Beschaffenheit paläozoischer Gesteine übereinstimmt. Namentlich aber erschien massgebend der Umstand, dass in dem benachbarten Bosnien die dort zum Theil auch paläontologisch sichergestellten paläozoischen Gesteine in ihren verschiedenen Varietäten mit den hier betrachteten vollständig übereinstimmen. Sogar die an gewissen Stellen in Bosnien beobachteten weissen Quarzgänge in den Schiefergebilden stellten sich in Montenegro in ganz ähnlicher Weise wieder ein. Endlich muss noch betont werden, dass die für paläozoisch ausgegebenen Ge-

steine auch ihrer Lagerung nach das tiefste Glied aller in Montenegro an der Oberfläche entwickelten Formationen vorstellen [1]).

Der Analogie mit Bosnien zufolge würde man geneigt sein, die betreffenden Schichten dem Carbon zuzutheilen, insofern die Versteinerungen, welche innerhalb der gleichartigen Schichten Bosniens gefunden wurden, der genannten Formation angehören. Es ist indessen weder für Bosnien noch für Montenegro mit Gewissheit anzunehmen, dass der gesammte paläozoische Schichtencomplex, der hier in Betracht kommt, dem Carbon ausschliesslich zufällt. Freilich fehlt es an Anhaltspunkten, um den Nachweis noch älterer Glieder der paläozoischen Schichtenreihe irgendwie herzustellen. Die Discussion dieser Frage muss einer späteren Forschung vorbehalten bleiben.

Die Verbreitung unserer paläozoischen Schichten erscheint nach den gemachten Erhebungen auf den Nordosten des Fürstenthums beschränkt, von wo aus diese Schichten sich aber nach dem benachbarten Albanien in der Gegend von Plawa und Gusinje fortzusetzen scheinen.

Im Hinblick auf die vorherrschende Richtung des Streichens der Schichten und der Gebirge in diesen Ländern von NW nach SO liegt diese Partie paläozoischer Schichten in der directen (wenn auch oberflächlich unterbrochenen oder besser maskirten) Fortsetzung der alten bosnischen Centralzone von Fojnica und Krešewo und nicht in der der räumlich näher gelegenen Aufbrüche paläozoischer Gesteine bei Gorazda und Foča.

Triadische Gesteine, vornehmlich Kalke, überspannen die vermuthliche Verbindung des paläozoischen Gebietes von Montenegro mit dem der alten bosnischen Centralzone und auch die isolirten Partien von Kalk, welche wie die beiden Gipfel des Kom mitten im Bereich der alten Schiefer den letzteren auflagern, scheinen eine vormalige allgemeinere Bedeckung des paläozoischen Gebietes durch triadische Bildungen anzudeuten.

Die Schichten der besprochenen alten Formation sind vielfach gestört. Die Hauptstreichungsrichtung verläuft, wie schon angedeutet, von NW nach SO. Doch kommt stellenweise ein meridionales Streichen zum Ausdruck.

Abgesehen von dem grossen Hauptverbreitungsgebiet paläozoischer Schichten in Montenegro weist unsere Karte nur noch an einer einzigen Stelle das Vorkommen ähnlicher Bildungen nach. Dies ist aber bereits eine Stelle ausserhalb der Grenzen des Fürstenthumes in der unmittelbaren Nähe von Skutari in Albanien. Ich glaubte indessen diesen Punkt, gerade weil er ausser allem Zusammenhange mit den übrigen Localitäten zu stehen scheint, hervorheben zu sollen.

---

[1]) A. Boué, der ja später für manche Theile der Balkanhalbinsel seine älteren Ansichten vielfach mit bewunderungswerther Divinationsgabe modificirte, hatte ursprünglich in Montenegro nichts als Kreide vermuthet (Esquisse géologique de la Turquie d'Europe, Paris 1840, pag. 59), welcher Formation er dann auch die hier besprochenen Bildungen zuwies, soweit sie damals nach einer dem Verfasser zugänglichen Mittheilung Kowalewski's bekannt waren. Boué spricht nämlich von chloritisch-talkigen Schiefern in der Gegend des Kom und bei Kolašin, welche übrigens nie den Charakter echt krystallinischer Schiefer an sich hatten. Damit können nur gewisse Varietäten oder Lagen der erwähnten paläozoischen Schiefer gemeint sein. Es scheint mir nicht uninteressant, auf diese wohl älteste Angabe über die geologischen Verhältnisse Montenegros an dieser Stelle hinzuweisen.

Diejenigen Bildungen, welche zunächst über der paläozoischen Schichtenreihe auftreten, und welche sich obschon bei räumlich viel beschränkterer Ausdehnung zunächst an die Verbreitungsgrenzen dieser Schichtenreihe anschliessen, sind diejenigen Sandstein- und Schieferablagerungen, welche ich auf der Karte unter dem Namen der Werfener Schichten zusammengefasst habe. Es wird auch hier späteren Untersuchungen überlassen bleiben, genauere Ausscheidungen innerhalb dieser Schichtengruppe vorzunehmen, denn ähnlich wie das bei der geologischen Uebersichtsaufnahme von Bosnien und der Hercegovina von Seiten der Herren Mojsisovics, Bittner und von mir selbst gehalten wurde, insofern wir daselbst auch die eventuellen Vertreter des permischen Systems mit den untertriadischen Schichten zusammengefasst haben, habe ich auch in Montenegro alle diejenigen Schichten, welche einerseits über den sicher paläozoischen Ablagerungen ruhen, und welche andererseits die unmittelbare Unterlage der grossen mesozoischen Kalkentwicklung dieses Landes bilden, nicht weiter getrennt, weil sichere Anhaltspunkte für die allgemeine Durchführung einer derartigen Trennung nicht gewonnen wurden.

Wenn der einem sonst engeren Begriff entsprechende Name der Werfener Schichten für diesen Schichtencomplex gewählt wurde, so geschah das übrigens nicht allein im Anschluss an den gleichartigen Vorgang, der für Bosnien befolgt wurde, sondern auch weil ein grosser Theil der in Rede stehenden Bildungen aus rothen, graugelben oder gelbröthlichen, oft glimmerigen und sandigen Schiefern besteht, also aus Bildungen, welche petrographisch den Werfener Schichten sehr ähnlich sind, wenngleich die bezeichnenden Versteinerungen dieses Schichtencomplexes noch nicht aufgefunden wurden. Ausserdem kommen damit, wie bei Stitarica, rothe Sandsteine vor.

Bezüglich der Verbreitung aller dieser Bildungen verdient noch hervorgehoben zu werden, dass sie sich inniger an die sie direct überlagernden Kalkmassen anschliessen, als an die paläozoischen Schiefer, was ebenfalls mit den in Bosnien beobachteten diesbezüglichen Verhältnissen völlig analog ist. Es ist mir wenigstens nicht oft aufgefallen, dass isolirte Reste oder Fetzen dieser Werfener Schichten im Hauptverbreitungsbezirk der paläozoischen Schiefer vorkommen. Dagegen treten hieher gehörige Bildungen verknüpft mit Verrucano-ähnlichen Conglomeraten entfernt von dem paläozoischen Bezirk in dem der Küste genäherten Gebiet südlich von Virpazar an der Basis der dortigen Kalkmassen zu Tage, ohne dass die carbonischen oder älteren Schiefer darunter noch zum Vorschein kämen. Andererseits aber darf nicht verschwiegen werden, dass an der Basis der isolirten grossen Kalkgipfel des östlichen Montenegro, wie am Kom die Werfener Schichten, wenigstens soweit meine Beobachtung reicht, fehlen, so dass die betreffenden Kalke direct auf den älteren Schiefern aufgesetzt erscheinen.

Ein eigenthümlicher Zug für die Charakteristik der älteren Schieferbildungen Montenegros einschliesslich der den Werfener Schichten zugewiesenen Ablagerungen besteht in dem häufigen Auftreten von Eruptivgesteinen in vielfacher Verbindung mit rothen Hornsteinen und Jaspissen.

Proben dieser Eruptivgesteine habe ich Herrn Baron H. v. Foullon zur mikroskopischen Untersuchung überlassen. Das Ergebniss der letzteren theilt Herr v. Foullon in einem dieser Arbeit beigegebenen Anhange mit, für dessen Verfassung ich dem Genannten zu besonderem Danke verpflichtet bin, weil damit ein Material von bleibendem Werthe für die positive Erweiterung unserer Kenntnisse von dem beschriebenen Lande gewonnen wurde.

Die Hauptmasse der betreffenden Gesteine gehört in die Diabas-Gruppe. Ausserdem kommen dioritische, andesitische und porphyrische Orthoklas-Gesteine vor, welche letztere stellenweise einen trachytischen Habitus zeigen.

Schon Boué hatte auf die zahlreichen aus Eruptivgesteinen bestehenden Geschiebe der oberen Drina in Bosnien aufmerksam gemacht, und Bittner (die Hercegovina und die südöstlichen Theile von Bosnien, Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1880, pag. 393) hat dergleichen später wieder gesammelt. Er fand darunter sowohl quarzführende Hornblende-Plagioklas-Orthoklasgesteine, die zum Theil „sehr jung aussahen", als auch „sehr zersetzte, vielleicht melaphyrartige Gesteine" und meint, diese Gesteine möchten wohl theilweise aus weiterer Ferne, von der Tara und Piva herbeigeschleppt worden sein. Diese Vermuthung Bittner's erweist sich nunmehr als völlig richtig, denn der grösste Theil der betreffenden Eruptivgesteine Montenegros tritt im Flussgebiet der Piva, der Tara und des mit dieser verbundenen Lim, also im Gebiet der Zuflüsse der Drina auf.

Auch eine andere Vermuthung Bittner's, dass diese Eruptivmassen ihrem Alter nach zum grossen Theile „mindestens untertriadisch" sein dürften, erscheint durch meine Beobachtungen durchaus bestätigt, denn ausgenommen die Porphyrite vom Nordfuss des Dormitor und abgesehen von einigen zweifelhaften Fällen, wo wie bei Bresno und im Gračanicathal die betreffenden Gesteine von mir nicht an dem unmittelbaren Orte ihres Auftretens beobachtet wurden, erscheinen die beobachteten Gesteine überall unterhalb der Gesammtentwickelung der mesozoischen Kalke, deren unterste Abtheilung triadisch ist, und ihre Verknüpfung mit den Schiefern und Sandsteinen der Werfener Schichten ist entweder ganz evident oder sie treten inmitten der älteren paläozoischen Schiefer auf. Im letzteren Falle bleibt es zweifelhaft, ob sie dem Alter nach diesen Schiefern gleichzustellen sind, oder ob sie dieselben durchbrechen, also etwas jünger sein können. In jedem Falle aber durchbrechen sie nirgends mehr die Hauptmasse der triadischen und anderen mesozoischen Kalke.

In Bosnien selbst hatte ich bereits früher ein anstehendes Vorkommen von Grünstein wahrgenommen, welches eine Analogie mit dem Auftreten unserer montenegrinischen Gesteine zeigt, insofern es im Liegenden der Kalke in Verbindung mit den älteren Schiefern gefunden wurde. Der betreffende Punkt liegt an der Drina, eine starke Stunde oberhalb Zwornik (das östliche Bosnien, in der Geologie von Bosnien-Hercegovina. Wien 1880, pag. 173).

Auch Bittner hat (l. c. pag. 382) bei Čainica in Bosnien roth und grün gefärbte Werfener Gesteine in Verbindung mit Eruptivmassen beobachtet, indem er eine ältere Wahrnehmung Boué's bestätigte, der

(61. Bd., I. Abth. d. Sitzber. d. Wiener Akademie 1870, pag. 220) die Sandsteine und Conglomerate um Čainica den Werfener Schichten zutheilte und dieselben (l. c. p. 219) als in Verbindung mit hornblende-führenden porphyrischen Eruptivgesteinen stehend beschrieb.

Dass wir in den östlichen Küstenländern des adriatischen Meeres ein derartiges Zusammentreffen von Eruptivgesteinen mit Werfener Schichten vielfach anzunehmen haben, wird übrigens auch durch andere schon früher bekannte Thatsachen illustrirt, was ich hier ausdrücklich anführen will zur eventuellen Beruhigung derjenigen Geologen, welchen in unseren Alpen dergleichen nicht bekannt ist, und welche deshalb möglicherweise an der vorgeschlagenen Altersdeutung, sei es der Werfener Schichten, sei es der mit ihnen verbundenen Eruptivmassen und Jaspisse, Anstoss nehmen.

Am Monte Cavallo bei Knin in Dalmatien kommt im Bereich unzweifelhafter Werfener Schichten ein Eruptivgestein vor (vergl. Hauer, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1868, pag. 437), welches Tschermak als Diorit bezeichnete.

Etwas weiter nordwestlich, nämlich südlich von Pazariste und bei Ostaria (siehe Hauer l. c. pag. 435), werden die Werfener Schichten von Melaphyr durchbrochen. Auch am Vratnik bei Zengg kommt ein Eruptivgestein unter ganz ähnlichen Bedingungen vor. Der ursprünglichen Auffassung gemäss würde dieses Gestein hier im Bereich von Kreidekalken auftreten. Indessen müssen die rothen und grünen Schiefer und rothen Sandsteine, welche mit dem bewussten Gesteine und dessen Tuffen verbunden sind, doch wohl den Werfener Schichten zugezählt werden, wie ich das in meiner Arbeit über die Gegend zwischen Carlstadt in Kroatien und dem nördlichen Theil des Canals der Morlacca (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1873, pag. 35) bereits, wenn auch nicht mit genügender Entschiedenheit, angedeutet hatte, und ebenso gehören die zunächst über diesen Schiefern am Vratnik folgenden Kalke und Dolomite wohl sicher der Trias an, wie das Stoliczka, Fötterle und ich selbst (l. c. pag. 35) ausgesprochen haben, wenn auch mehr in der Nähe von Zengg ein Theil der dortigen Kalke schon zur Kreide gehören mag. Nach der Untersuchung Doelter's ist das Eruptivgestein vom Vratnik als ein porphyrischer Diorit anzusprechen. Endlich tritt noch weiter nördlich bei Fuscine in Kroatien ebenfalls ein dioritisches Eruptivgestein nach den Angaben Stache's (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1859, pag. 120) innerhalb eines älteren Aufbruches zu Tage, der nach Stache aus paläozoischen (carbonischen) Schichten besteht, an dessen Zusammensetzung nach Stur (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1871, pag. 242) indessen auch Werfener Schiefer betheiligt sind.

Wenn nun auch die hier in Rede stehenden montenegrinischen Eruptivgesteine nur zum kleinen Theil oder ausnahmsweise dioritischen Charakter haben, so liegt doch eine nicht unwesentliche Analogie der verglichenen Vorkommnisse darin begründet, dass sowohl in Montenegro als in Dalmatien und Kroatien im Bereich der Werfener Schichten oder allenfalls im Bereich der zunächst darunter liegenden paläozoischen Schichten Grünsteine auftreten.

In gewissem Sinne eine Ausnahme von der Regel, dass diese Eruptivgesteine nicht bis in die mesozoischen Kalke hineinreichen, scheint in den an Montenegro zunächst angrenzenden Gebieten der Melaphyr-Durchbruch zu bilden, den die Hauer'sche Uebersichtskarte im südlichsten Zipfel von Dalmatien zwischen Castel Lastua und Castel Presieka (vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1868, pag. 442) angibt, insofern derselbe direct von Triaskalken umgeben erscheint. Da übrigens F. v. Hauer gerade für dieses Gebiet die Nothwendigkeit einer genaueren Untersuchung besonders betont, indem er voraussetzt, dass dort „noch viel Interessantes zu entdecken sein" wird, so mag es vielleicht noch zweifelhaft sein, ob nicht mit dem bewussten Melaphyr zusammen auch noch andere Gesteine zu Tage treten, und ob das ganze Vorkommen nicht ebenso gut ein älterer Aufbruch als ein jüngerer Durchbruch sein könnte. Doch mögen immerhin auch während der Ablagerung der Triasbildungen in den Küstenländern sich Eruptivgesteine stellenweise hervorgedrängt haben, wie ja vielleicht aus dem Vorkommen von sicher etwas jüngeren triadischen Eruptiv-Tuffen und von Pietra verde in Dalmatien (sowie in Bosnien) geschlossen werden kann. Das Vorkommen jüngerer Gesteine braucht das älterer nicht auszuschliessen und umgekehrt.

In unserem hier speciell abgehandelten Gebiete darf zunächst nur den Porphyriten bei Zabljak am Nordfusse des Dormitor ein jüngeres (vermuthlich obertriadisches) Alter zuerkannt werden.

Diejenigen, welche sich für das Erscheinen von älteren Eruptivbildungen im Bereich der adriatischen Landschaften interessiren, mögen hier noch an den Diallagit von Comisa auf der Insel Lissa, an den Diabas des Scoglio Brusnik bei St. Andrea, und an das hier nur vermuthungsweise zu erwähnende Gestein des Scoglio Pomo erinnert werden. (Vergl. die Mittheilungen F. v. Hauer's in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1867, pag. 90, und 1882, pag. 75.) Bezüglich des Gesteins von Comisa hat Hauer die Vermuthung ausgesprochen, dass es triadisch sei und das Gestein von Brusnik stimmt nach John's Untersuchung mit dem von Comisa so gut wie überein.

Die Entwicklung der ziemlich massenhaft verbreiteten rothen Hornsteine im Bereich der Werfener Schichten Montenegros hängt wohl mit dem Auftreten der erwähnten Eruptivgesteine in ähnlicher Weise zusammen, wie die Entwicklung eben solcher rother Hornsteine im Bereich der bosnisch-kroatischen Flyschzone mit dem Auftreten der Eruptivgesteine dieser letzteren Zone in Verbindung steht. Wir haben demnach hier in räumlich einander sehr genäherten Gebieten eine merkwürdige Wiederholung derselben Erscheinung in zwei weit von einander entfernten geologischen Zeitabschnitten vor uns. Doch könnte man nur bei sehr oberflächlicher Betrachtung an der gewählten Altersdeutung der beiden sonst überdies vielfach verschiedenen Formationsabtheilungen irre werden. Man darf eben dem für den ersten Blick allerdings sehr frappirenden Vorkommen der rothen Hornsteine keine andere Bedeutung beimessen, als dass man es als eine eigenthümliche Facies-Erscheinung auffasst, die nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden zu sein braucht.

Jedenfalls sind andererseits die Eruptivgesteine der bosnischen Flyschzone in ihrem durchschnittlichen Gesammtcharakter nicht in Uebereinstimmung zu bringen mit denen der Werfener Schichten in Montenegro und den anderen adriatischen Küstenländern. Ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden verglichenen Eruptivgebieten liegt beispielsweise darin, dass die im bosnischen Flyschgebiet zu riesiger Ausdehnung und Bedeutung gelangenden Serpentine im Bereich der Eruptivgesteine der Werfener Schichten beinahe völlig fehlen, so dass sich davon nur sehr local undeutliche Andeutungen wieder finden. Es braucht wohl auch nicht besonders hervorgehoben zu werden, dass die Lagerungsverhältnisse und der Verband der betreffenden Eruptivgesteine mit den Sedimentärschichten in den beiden verglichenen Fällen verschiedene sind. Ich glaubte aber die geschilderte Analogie betreffs der rothen Hornsteine hier berühren zu sollen, um in Zukunft keinerlei Zweifel darüber aufkommen zu lassen, dass diese Analogie nicht zur weiteren Parallelisirung der beiden dem Alter nach so verschiedenen Eruptivgebiete verwendet werden darf.

Das Vorkommen von Gypsblättchen und die Anwesenheit eines kleinen Salzgehaltes in den thonigen Gesteinen der Werfener Schichten bei Bukowik unweit Virpazar darf uns ebenfalls nicht weiter befremden, da derartige Erscheinungen auch anderwärts in den Werfener Schichten nicht selten sind und sogar theilweise zur Charakteristik dieser Schichtgruppe gehören. Ich erinnere beispielsweise an die Salzquellen und Gypsvorkommnisse, welche Bittner (Geologie von Bosnien-Hercegovina, pag. 218) anführt, und an die Gypse, deren Mojsisovics (l. c. pag. 26) aus demselben Niveau gedacht hat. Vielleicht gehören auch die von dem letztgenannten Autor bei Krupa (l. c. pag. 82) entdeckten Gypse hieher. Desgleichen beobachtete ich selbst (l. c. pag. 166) an der Basis der Triaskalke von Vlašenica eine etwas salzhaltige Quelle. Es darf ferner nicht als ausgeschlossen betrachtet werden, dass auch die seinerzeit von F. v. Hauer der Trias zugewiesenen Gypsmergel von Comisa auf Lissa hier zu vergleichen wären, denn es mag wohl noch nicht als ganz sicher angesehen werden, dass die Kalke, welche auf Lissa den Gypsmergeln auflagern, sämmtlich zur Kreide gehören, wie man bisher angenommen hatte.

Die mächtigen und räumlich am meisten verbreiteten mesozoischen Kalkmassen, welche nunmehr folgen, schliessen sich ihrem Auftreten nach völlig an die mesozoischen Kalkgebiete Bosniens, der Hercegovina und Dalmatiens an. Die Schwierigkeiten einer genaueren Gliederung dieser Kalke sind leider in Montenegro auch nicht geringer als in den genannten Ländern. Wir wissen hier wie dort, dass sowohl Trias, als Jura, als Kreide in diesen Kalken vertreten sind, allein wir vermögen, vorläufig wenigstens, nicht überall und von jeder einzelnen Kalkpartie zu sagen, ob sie zu dieser oder jener Abtheilung des ganzen Systems gehört. Die Grenzen, welche zwischen den betreffenden Abtheilungen auf der Karte gezogen wurden, sind deshalb vielfach nur Wahrscheinlichkeitsgrenzen, welche der ungefähren Hauptverbreitung der einzelnen Glieder mehr oder weniger entsprechen mögen.

Es wird keinem Zweifel unterworfen werden, dass die nicht rudistenführenden Kalke, welche zunächst über den Werfener Schichten

folgen, der Trias zugezählt werden müssen, in ähnlicher Weise, wie das überall in den bisher untersuchten angrenzenden Ländern, zum Theil sogar auf Grund positiver paläontologischer Anhaltspunkte geschehen musste und geschehen ist, obschon mir derartige positive Anhaltspunkte wenigstens aus dem nördlichen Theil des Landes, wo ich die Hauptverbreitung der Trias in Montenegro annehme, nicht vorliegen. Uebrigens hatte auch schon A. Boué (Mineralogisch-geognostisches Detail über einige meiner Reiserouten in der europäischen Türkei, Sitz.-Ber. d. math.-naturw. Cl. d. Akad. d. Wissensch., LXI. Bd., I. Abth. Wien 1870, pag. 222) in den betreffenden Gebieten, in der Umgebung des Dormitor nämlich, Trias vermuthet, wie er desgleichen in den in der südöstlichen Fortsetzung dieses Landstriches liegenden Kalkgebirgen Albaniens das Vorkommen von Dachsteinkalken constatirte.

Unserer Auffassung nach gehören also die Kalke des Dormitor, der Landschaften Jezero und Drobniak, des Vojnik, ein grosser Theil der Kalke des Morača-Gebietes, sowie die Spitzen des Kom dieser Triasformation an.

Ein zweites, etwas weniger ausgedehntes Vorkommen von Triaskalken darf in den der Küste benachbarten Gebirgen bei Njeguš und Cettinje, sowie in der zwischen dem Skutari-See und der Küste sich erhebenden Kette angenommen werden, so dass also die höchsten Spitzen dieses Gebietes, wie Lowčen und Rumija, ebenfalls aus den älteren Kalkmassen bestünden. Ich habe allerdings die betreffenden Gipfel nicht bestiegen. Die Deutung dieser Partie von Kalken schliesst sich zum Theil an die älteren Auffassungen von Lipold und Höfer an, zum Theil basirt sie auf der Lagerung der betreffenden Schichten, insoferne auch hier vorausgesetzt werden durfte, dass diejenigen Kalke, welche unmittelbar über den Werfener Schichten folgen, wie zwischen Antivari und Virpazar, die ältesten unter den mesozoischen Kalkmassen sind. Uebrigens kann hier nochmals daran erinnert werden, dass Höfer seine Auffassung der Kalke bei Njeguš und Cettinje auch durch Beobachtung von Megalodonten und Lithodendren zu stützen vermochte.

Die Grenzen dieses älteren Kalkaufbruches gegen die jüngeren mesozoischen Kalke sind vielfach noch unsicherer als bei den Triaskalken im nördlichen Montenegro. Beispielsweise sind diese Grenzen in der Richtung nach Grahowo ganz willkürliche, und auch diejenigen Kalkmassen, welche das Südufer des Skutari-Sees bilden, wurden hier nur vermuthungsweise mit zur Trias gezogen. Der Umstand indessen, dass unmittelbar bei Skutari paläozoische Schiefer auftauchen, schien dafür zu sprechen, dass die Hauptmasse der Kalke östlich von dem Gebiet der Werfener Schichten bei Virpazar den älteren Abtheilungen der ganzen Schichtenreihe zufällt.

Bei dem fühlbaren Mangel an Versteinerungen erschien eine weitere Gliederung der besprochenen Triaskalke nicht allein zwecklos, sondern grossentheils auch undurchführbar, und die etwaigen feineren petrographischen Unterschiede innerhalb der Kalkmassen konnten auch nicht umfassend genug verfolgt werden. Anhaltspunkte zu Unterabtheilungen in diesen Massen werden übrigens in Zukunft wenigstens für einzelne Gebiete gewonnen werden können, wenn gewisse zum Theil mit Porphyriten verbundene Sandsteine, welche von mir vorläufig den Wengener

Schichten zugetheilt wurden, und welche dem triadischen Kalkcomplex eingeschaltet sind, genauer verfolgt sein werden. Für derartige Specialstudien ist insbesondere die Gegend des Dormitor zu empfehlen.

Im Anschluss an die Betrachtung der zu den Wengener Schichten gerechneten Bildungen können hier anhangsweise auch die äusserlich flyschähnlichen Sandsteine und Sandsteinschiefer erwähnt werden, welche unterhalb des Suturman-Passes am Wege nach Antivari vorkommen. Die dort gefundenen, der *Spiriferina fragilis* des Muschelkalks sehr nahestehenden Brachiopoden könnten allerdings ein anderes, nämlich tieferes Niveau andeuten. Es wurde aber doch auf der Karte dafür keine specielle Farbe gewählt, sondern die Farbe der ohnedies fraglichen Wengener Schichten in Anwendung gebracht. Es genügt ja wohl auf den Gegenstand aufmerksam gemacht zu haben und zu wissen, dass auch im Süden des Landes fremdartige Einlagerungen in die triadischen Kalkmassen nicht völlig fehlen. Die eingehendere Discussion der betreffenden Verhältnisse, wie sie im speciellen Theil der Arbeit gegeben wurde, wäre hier übrigens noch zu vergleichen.

Für die allgemeine Deutung eines Theils der Kalke als triadisch ist übrigens das Auftreten solcher Einlagerungen mit sicher triadischen Fossilien ein genügender Beweis mehr.

Schon die älteren Aufnahmen in Kroatien und Dalmatien hatten zu der Kenntniss geführt, dass auch jurassische Ablagerungen im Gebiete der Kalkgebirge ostwärts der Adria vertreten sind. Vor Kurzem haben die Herren Mojsisovics und Bittner in Bosnien und der Hercegovina dem Jura sogar einen bedeutenden Flächenraum zugewiesen, ohne dazu allerdings durch andere als schwache petrographische Merkmale aufgemuntert zu werden. Wenn sich nun auch dabei über das Mehr oder Weniger streiten liesse, in jedem Falle haben die betreffenden Autoren die von ihnen vorgeschlagene Annahme sehr zugänglich zu machen gewusst, so dass auch für Montenegro die Vertretung des Jura von vorneherein zu erwarten war.

Der einzige Punkt indessen, wo diese Vertretung mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, befindet sich in der Nähe von Milkowac zwischen Niksič und dem Kloster Piva. Wir lernten dort rothe Kalke kennen, in denen zahlreiche Spuren von Ammoniten vorkommen. Da sich die letzteren indessen nicht specifisch bestimmen liessen und nur erkennbar war, dass ein Theil derselben oberjurassische Planulaten sind, so musste eine genauere, auf der Angabe der Zone basirte Altersdeutung der fraglichen Kalke unterbleiben. Die anderen Vorkommnisse von Jurakalk, welche die Karte innerhalb Montenegros angibt, wurden nur aus petrographischen oder sonstigen Wahrscheinlichkeitsgründen eingezeichnet.

Wenn man eine ungeheure Kalkentwicklung vor sich sieht, welche in ihren Endgliedern sicher aus Trias und aus Kreide besteht, und wenn man in dieser ganzen Kalkentwicklung nur in den allerseltensten Fällen fremdartige und als solche sicher erkennbare Zwischenlagen bemerkt, so liegt ja die Vermuthung nicht fern, dass man es dabei mit einem während eines grossen Theiles der mesozoischen Zeit continuirlichen Absatz von Kalk zu thun hat, denn man sollte glauben, dass sich Unterbrechungen dieses Absatzes in Folge zeitweiliger Trockenlegung des Gebietes durch Zwischenschiebungen von Strandbildungen und der-

gleichen in der Kalkmasse verrathen müssten. Unter dieser Voraussetzung sollte man dann in den Gebirgen östlich der Adria den gesammten Jura als vertreten betrachten dürfen. In diesem Falle wiederum brauchte man sich dann auch keinen Zwang bezüglich der Anwendung der für den Jura gewählten Farbe auf der Karte anzuthun, und man könnte grössere Flächenräume mit dieser Farbe bedecken.

Bei der Unsicherheit, die aber bezüglich der Abgrenzungen dieser Flächenräume herrschen müsste, würde man dabei ein vielleicht allzu schematisches Bild erhalten. Betrachtet man deshalb eine derartige Karte nur als Vorarbeit für künftige genauere Studien, so kann es ebenso zweckmässig sein, nur die einzelnen Punkte zu markiren, an welchen eine solche ideal in grösserer Ausbreitung vorausgesetzte Formation thatsächlich vorkommt oder aus irgend welchen Wahrscheinlichkeitsgründen vermuthet werden darf. Man wird damit die Aufmerksamkeit seiner Nachfolger auf den in Frage kommenden Gegenstand besser fixiren und auch andererseits einer zunächst doch nur hypothetischen Voraussetzung, wie es in unserem Falle diejenige der allgemeineren und mächtigeren Vertretung des Jura ist, nicht den Werth positiver Gewissheit geben. Man wird damit auch vermeiden, für die Tektonik des betreffenden Gebietes einer allzu bestimmten Auffassung Raum zu lassen, wie sie auf Grund detaillirter Einzeichnungen nicht gesehener Dinge in einer Karte sich allzu schnell entwickelt. Es liegt schliesslich auch wenig daran, ob man auf Kosten des hypothetischen Jura die Flächenräume für Trias und Kreide, also für die beiden Formationen, die nachgewiesenermassen sonst einen Hauptantheil an der Zusammensetzung dieser Gebirge haben, ein wenig vergrössert, wenn man sich nur der theilweisen Unzuverlässigkeit dieses Vorgehens bewusst bleibt.

Was nun die Kreide anlangt, so fällt ihr der Hauptantheil an der Masse der Montenegro zusammensetzenden Kalke zu. Namentlich im Westen des Gebietes, im Anschluss an die Kreidekalke der Hercegovina, nämlich zu beiden Seiten der Duga-Pässe und in den Banjani herrschen die Kreidekalke beinahe ausschliesslich. Auch zu beiden Seiten des Ceta-Thales bis gegen Podgorica zu nehmen die hieher gerechneten Gebilde einen grossen Raum ein. Sie sind stellenweise auch dolomitisch und führen an einigen Localitäten sehr zahlreiche Reste von Rudisten. Die Berge der Umgebung von Rieka und Grahowo wurden ebenfalls hieher gerechnet. Auch auf der Höhe des Suturman fanden sich noch Spuren von Rudisten. In der wahrscheinlichen Fortsetzung dieser letzteren Partie liegt die Kette, durch welche weiter östlich der Durchbruch der Bojana stattfindet, und auch in einem der Hügelrücken nördlich von Dulcigno kommt noch Kreidekalk zum Vorschein.

Des Vorkommens von asphaltischen Ausschwitzungen bituminöser Kalke und selbst von sehr bituminösen Brandschiefern im Bereich der Kreidekalke haben wir im Verlaufe der Specialbeschreibung Erwähnung gethan, ebenso wie des Vorkommens von etwas Kupfererzen am Suturman und von grünen kupfrigen Beschlägen auf den Kalken der Umgebung von Rieka. Hier mag auch nochmals an die Eisenerze erinnert werden, welche in den Banjani und in der Gegend von Grahowo der Hauptsache nach in Form von Spaltenausfüllungen oder von Oberflächengebilden im Bereich derselben Formation gefunden werden.

Die augenscheinlich der Kreide zuzurechnenden Schiefer und Mergel, welche den Verlauf der Duga-Pässe nordwestlich von Niksič begleiten, habe ich an dem betreffenden Ort etwas genauer besprochen. Sie wurden auf der Karte besonders bezeichnet, um die Aufmerksamkeit späterer Forscher leichter auf diese Bildungen zu lenken, welche vielleicht einmal ein Hilfsmittel zur weiteren Gliederung der Kreide in jenen Gebieten abgeben können.

Das Auftreten von eocänen Nummulitenkalken anzuführen, ohne zweifellose Nummuliten aus denselben zur Verfügung zu haben, mag mit Recht etwas kühn gefunden werden. Dennoch rechne ich einen Theil der zwischen Antivari und Dulcigno in Form niedriger Hügelzüge anstehenden Kalke provisorisch am wahrscheinlichsten hieher.

Die beständige Verknüpfung dieser Kalke mit echten Flyschbildungen einerseits, und andererseits der Umstand, dass dieselben in der südöstlichen Streichungsfortsetzung der Nummulitenkalke des Aussenrandes der Bocche di Cattaro liegen, bestimmte zu der vorgeschlagenen Deutung. Die betreffenden Kalke bilden überdies ebenso relativ niedrige Vorhügel des plötzlich zu grösserer Höhe ansteigenden mesozoischen Gebirges wie am Eingang in die Bocche südlich von Castelnuovo, so dass auch das landschaftliche Verhalten dieser Bildungen mit der befürworteten Auffassung im Einklang steht. Da übrigens die Gegend von Antivari zu den zugänglichsten Montenegros gehört, insofern der genannte Hafenort mit dem Lloyd-Dampfer erreicht werden kann, so wird sich vielleicht in Bälde Jemand finden, der dieses Gebiet zum Gegenstand eines Specialstudiums macht und meine Auffassung darüber bestätigt oder berichtigt.

Ueber die charakteristisch aussehenden Flyschbildungen, welche man ebenfalls zwischen Antivari und Dulcigno wiederholt antrifft, und welche ihrerseits zum Theil wenigstens als Fortsetzung der an der Bocche di Cattaro zwischen Castelnuovo und Budua entwickelten Flyschgesteine zu betrachten sind, lässt sich Besonderes nicht aussagen. Ebenso wie der an den Küsten von Istrien und Dalmatien vielfach vorkommende Flysch müssen diese Bildungen wohl als ausschliesslich dem Eocän, bezüglich Oligocän angehörig betrachtet werden, und ebenso wie die verglichenen Ablagerungen stehen sie auch dadurch im Gegensatz zu den bosnischen Flyschgebilden, dass sie frei von eruptiven Beimengungen sind.

Eine gewisse Sonderstellung dem Flysch des unmittelbaren Küstengebietes gegenüber nehmen gewisse an verschiedenen Stellen mehr im Innern des Landes vorkommende Sandstein- und Schieferbildungen ein, welche ich auf der Karte ebenfalls mit der Farbe des Flysches bezeichnet habe.

Gewisse Vorkommnisse, wie sie insbesondere in der näheren oder weiteren Umgebung von Niksič, des Ceta-Thales und bei Podgorica constatirt wurden, zeichnen sich durch das stellenweise Auftreten hieroglyphenführender Sandsteine und namentlich nicht selten auch durch die Anwesenheit rother oder grüner Schieferthone aus, in welchen wie bei Lištac in der Landschaft Piperi zuweilen Gypskrystalle liegen. Der Habitus dieser Gebilde, so sehr er auch in vielen Stücken an Gesteinscomplexe erinnert, wie sie mir aus der Flyschzone der Karpathen wohl

bekannt sind, ist doch im Ganzen betrachtet ein anderer als derjenige des Flysches der Küstengegenden südlich Antivari. Die Zugehörigkeit derselben zum Eocän erscheint mir deshalb auch nichts weniger als feststehend. Die Lagerung dieser Schiefer, welche isolirte und zusammenhanglose Partien inmitten des Kreidegebirges vorstellen und stellenweise unter die Kreidekalke einfallen, würde entweder das Vorhandensein grosser Störungen, wie Ueberschiebungen im Gebiete der letzteren voraussetzen, wie sie vorläufig noch nicht genauer im Zusammenhang mit der Gesammtanlage des Gebirgsbaues von Montenegro verfolgt werden konnten, oder sie würde auf locale Einschaltungen von abweichenden flyschartigen Faciesgebilden in die Kreidekalke hinweisen. Wäre letzteres der Fall und würden die betreffenden Sandsteine und Schieferthone dementsprechend cretacisch sein, wie ich fast geneigt bin zu glauben, so hätten wir mit der Ausscheidung dieser Schichten auf der Karte wenigstens auf die wichtigsten petrographischen Unterschiede aufmerksam gemacht, welche sich im Bereich der Kreide erkennen lassen, und welche dereinst für die genauere Gliederung dieser Formation und für die Tektonik des von ihr beherrschten Gebietes Bedeutung erlangen können.

Neogen-Bildungen fanden sich in Montenegro ausschliesslich in der Nähe der Küste bei Dulcigno. Es sind Kalke mit Nulliporen, an welche in der unmittelbaren Umgebung des Hafens von Dulcigno sich Sandsteine anlagern, denen kalkige Bänke mit Nulliporen und anderen Versteinerungen eingeschaltet sind. Diese Versteinerungen gehören namentlich den Gattungen *Pecten* and *Ostrea* an.

Es ist nicht leicht, sich bezüglich der genaueren Altersstellung dieser Neogenbildungen auszusprechen und zu entscheiden, ob wir es da mit miocänen oder pliocänen Absätzen zu thun haben. Die wenigen Arten der vorliegenden Versteinerungen reichen zur sicheren Altersdeutung nicht aus. Das Vorkommen von Nulliporen würde allerdings der landläufigen Vorstellung gemäss für die Zuweisung der fraglichen Schichten zum Leithakalk, also zum Miocän sprechen, und äusserlich haben die Kalke von Dulcigno auch das Aussehen von Leithakalk. Indessen mancherlei gewichtige Gründe sprechen gegen die bedingungslose Zulässigkeit einer solchen Annahme. Erstlich weiss man auf Grund der Untersuchungen von J. R. v. Lorenz, dass Nulliporen noch heutzutage im adriatischen Meere existiren. Zweitens kennt man auf der Insel Pelagosa neogene Nulliporenkalke, welche ihres Aussehens wegen ursprünglich ebenfalls für Leithakalke gehalten worden waren, die aber G. Stache (Verhandl. d. geolog. Reichsanst. 1876, pag. 123) später aus guten Gründen ins Pliocän gestellt hat, und die er mit dem pliocänen Nulliporenkalk der Gegend von Tarent verglich. Drittens sind bisher nirgends an der Ostküste der Adria von Triest bis Dulcigno marine Miocänablagerungen beobachtet worden. M. Neumayr (Zur Geschichte des östlichen Mittelmeerbeckens, Berlin 1882. Sammlung wissenschaftlicher Vorträge von Virchow und Holtzendorff, pag. 6) knüpfte an diese Thatsache sogar weitgehende Betrachtungen. „Die ganze Ostküste der Adria", schreibt er, „hat keine marinen Vertreter dieses Horizontes aufzuweisen, in allen Mittelmeerländern östlich und südlich von Malta fehlen sie, die sämmtlichen Küsten des griechischen Archipels

und des schwarzen Meeres haben keine Spur aufzuweisen.“ Er sagt ferner, es sei geradezu unmöglich, daran zu denken, dass in dem ganzen bezeichneten Gebiet die marinen Miocänablagerungen durch spätere Denudation entfernt worden seien, während sie auf italienischem Boden allenthalben auftreten. Aus diesen und anderen Gründen schloss dann Neumayr, dass man im östlichen Mittelmeergebiet während des grösseren Theiles der mittleren Tertiärzeit „Land an Stellen annehmen müsse, wo jetzt gewaltige Meerestiefen liegen“.

Die Erwägungen, welche sich aus den angeführten Thatsachen und Schlüssen zusammengenommen ergeben, rechtfertigen jedenfalls einen hohen Grad von Vorsicht gegenüber der vorwiegend auf den Gesteinscharakter zu basirenden denkbaren Vermuthung, dass bei Dulcigno echter, miocäner Leithakalk vorkomme. Sie werden zunächst nur durch eine einzige Thatsache abgeschwächt, welche allerdings bei den bisherigen Speculationen über die Entwicklungsgeschichte des Mittelmeeres noch nicht mit verwerthet wurde. Diese Thatsache ist das Vorkommen mariner, wahrscheinlich miocäner Schichten in Albanien, welche durch Boué bekannt wurden, und deren Versteinerungen M. Hoernes bestimmt hat. (Vergl. Boué, Der albanesische Drin und die Geologie Albaniens. Sitzungsber. d. math.-naturw. Abth. d. Akad. d. Wissensch. 49. Bd., 1. Abth., Wien 1864, pag. 179—193.) Es handelt sich um jüngere Tertiärablagerungen in der Gegend von Durazzo und Tirana[1]). Die Localität, von welcher M. Hoernes eine Reihe von meist schlecht erhaltenen Fossilien vorlag, heisst Croja, und M. Hoernes schloss aus der Bestimmung dieser Fossilien, dass dieselben „nicht der Subapenninen-Formation, sondern der Leithakalk-Gruppe“ angehörten. Es würde nun freilich nahe liegen, die Neogenbildungen von Dulcigno sich im genetischen Zusammenhange mit den räumlich so benachbarten Neogenschichten Albaniens zu denken und deshalb auch die für die letzteren von Hoernes gegebene Altersdeutung auf die ersteren zu übertragen, dieser Altersdeutung selbst aber völlig zu vertrauen, weil sie auf Grund eines an Arten zahlreicheren Materiales und von einem bewährten Kenner unseres Tertiärs vorgenommen wurde.

Leider ist aber die Darstellung der betreffenden Gesteinsfolge bei Boué (l. c. pag. 184) so unklar, dass es schwer ist herauszufinden, ob eine wenigstens theilweise Identification der Schichten von Dulcigno mit denen von Tirana und Durazzo auf Grund irgend welcher Aehnlichkeiten zulässig sein mag. Boué spricht z. B. von einem Tegel mit Congerien, welcher das tiefste Glied des dortigen Neogens zu sein scheint, und welcher „abwechselnd mit Nummulitenkalk die eocäne Bildung endlich gänzlich bedeckt“. „Unter den obersten sandigen Schichten“ stösst man dann auf einen durch Cerithien ausgezeichneten Horizont „und höher hinauf liegt ein mächtiger Leithakalk quarzigen Conglomerats“. Es scheint demnach, dass bei Durazzo eine reichere Gliederung des Neogens herrscht als sie bei Dulcigno bis jetzt wahrgenommen wurde, allein ich kann nicht einmal den Nulliporenkalk

[1]) Ueber einige andere Fundorte, wahrscheinlich miocäner Schichten in Albanien vergleiche Boué: Mineralogisch-geognostisches Detail in d. Sitzber. der Wiener Akademie d. Wiss., 61. Bd., 1. Abth., pag. 209 und 210.

von letzterem Orte mit Boué's Leithakalk in Uebereinstimmung bringen, da der letztere aus einem quarzigen Conglomerat bestehen oder doch, wenn man an dem Ausdruck bei Boué heruminterpretiren will, mit einem solchen Conglomerat in irgend welcher Wechselbeziehung stehen soll. Alles in Allem genommen erscheint es mir sonach als das Sicherste, die fraglichen Bildungen bei Dulcigno schlechtweg als Neogen zu bezeichnen und die Frage ihrer Zugehörigkeit zum Miocän oder Pliocän vorläufig offen zu lassen.

Tertiäre Süsswasserschichten, Beckenausfüllungen in der Art, wie man sie an einigen Punkten Dalmatiens und Bosniens kennen gelernt hat, kommen in Montenegro nicht vor. Der einzige Punkt, an welchem unsere Karte dergleichen angibt, nämlich Metokia (Gacko) liegt bereits in der Hercegovina und wurde nach den Angaben Bittner's in diese Karte aufgenommen.

Was die Quartärbildungen dieses Landes anlangt, so ist vor Allem die ebene Gegend zwischen Podgorica und dem Nordufer des Skutari-Sees zu nennen, wo derartige Bildungen ihre grösste räumliche Ausdehnung erlangen. Sie bestehen daselbst vorwiegend aus den diluvialen Schotterabsätzen der Morača und ihrer Nebenflüsse. Oberhalb Podgorica, wo das Morača-Thal freilich sehr eng wird, sind ähnliche Schottermassen trotzdem noch vorhanden und stehen oft in hohen Wänden an. Boué bemerkte zwar bereits auf albanischem Gebiet, aber doch in unmittelbarer Nachbarschaft der unteren Morača-Ebene grosse Anhäufungen von Conglomeraten südlich von Hoti in der Nähe des Umsko blato genannten Sumpfes (l. c. pag. 185). „Da aber diese Massen einen bedeutenden Hügel krönen und ihre Höhe über dem Thale einige hundert Fuss beträgt", so glaubte er, dass diese Conglomerate zu jenen der Leithagebilde gehören möchten. „Als alte Moräne können sie nicht gelten." Gelegentlich einer anderen Veröffentlichung hat er jedoch die Frage, ob man es da nicht mit Glacialbildungen zu thun habe, wenngleich ohne endgiltigen Entscheid erörtert. Es mag also die Möglichkeit nicht ausgeschlossen sein, dass hier Diluvialmassen vorliegen, ähnlich denjenigen, welche, wie gesagt, an der Morača oberhalb Podgorica zu grösserer verticaler Mächtigkeit gelangen und welche in der oberen Morača z. B., beim Monastir Morački, als lose Conglomerate zu beträchtlicher Höhe über das heutige Flussbett ansteigen, wie ich das an den entsprechenden Stellen geschildert habe.

Schottermassen, wie im Morača-Gebiete, kommen in dieser Ausdehnung und Mächtigkeit im übrigen Montenegro nicht mehr vor. Zu erwähnen wären aber ausserdem im Bereich der paläozoischen Schiefer die deutlichen Thalterrassen, welche im Gebiete der Tara bei Kolašin, an den obersten Zuflüssen der Piva und namentlich im Gebiet des oberen Lim bei Andriejewica vorkommen.

Im Uebrigen bieten die tiefen, engen Schluchten der Tara, der Komarnica und Piva, dort wo sie die um den Dormitor herum sich ausbreitenden Triaskalke durchbrechen, zur Entwicklung von Terrassen oder anderweitig gestalteten Quartärbildungen entweder wenig oder gar keinen Raum. Dasselbe gilt vom obersten Theil der Morača bei Dragowica, obschon dieser Fluss dort nicht im Kalkgebirge, sondern im Be-

reich der zu den Werfener Schichten gerechneten Gesteine sich einschneidet.

Dass die Thäler der Tara, Komarnica und Piva wenigstens stellenweise wahre Cañons sind, von einer Grossartigkeit, wie sie wenigstens in Europa ohne Gleichen ist, geht wohl aus den vorstehenden Schilderungen der betreffenden Gegenden zur Genüge hervor.

Die Ausfüllungen der rings geschlossenen Kesselthäler des Landes bestehen aus Schotter oder Gebirgsschutt. Nicht ohne Interesse war es, zweifellosen Flussschotter in dem Kesselthale von Cettinje zu constatiren, wo heute weder Fluss noch Bach existirt.

Das Vorkommen von rothem Verwitterungslehme (terra rossa) ist in Montenegro ein sehr beschränktes. Man findet diesen Lehm stellenweise im Bereiche der Kreidekalke der Banjani. Auch auf den Kalken zwischen Antivari und Dulcigno lagert er an einigen Orten.

Nirgends wurden Glacialbildungen aufgefunden, selbst nicht in der Nähe der für deren Vorkommen eventuell geeignetsten Punkte, wie am Kom, am Dormitor oder am Vojnik. Dieses negative Resultat schliesst sich an das gleichartige Ergebniss der bisherigen Untersuchungen in Bosnien und Griechenland an. Dass die Kalke, aus denen die höchsten Gipfel des Landes bestehen, nicht so völlig ungeeignet zur Conservirung von Gletscherkritzen gewesen wären, geht vielleicht aus der Thatsache hervor, dass sich vielfach, wie z. B. sehr deutlich zwischen Cettinje und Rieka, die bekannten, vom Regenwasser oder von Schmelzwassern herrührenden Cannelirungen, welche man als Karren bezeichnet, auf einzelnen Blöcken in voller Schärfe erhalten haben, trotzdem diese Blöcke in Folge der fortschreitenden Decomposition und der zum Theil auch durch Einstürze hervorgerufenen Zerstückelung der rauhen. schrattigen Gebirgsoberfläche nicht mehr in derjenigen Lage oder Neigung zu den Gehängen oder zur Richtung des fliessenden Regenwassers sich befanden, welche mit der Richtung der Karren übereinstimmte.

Die Tektonik Montenegros wird im Wesentlichen von nordwest-südöstlichen Streichungslinien beherrscht, sofern nicht wie in den Banjani der mit flacherer Schichtenstellung verbundene Plateaucharakter vorherrscht. Wo die Fallrichtung der Schichten deutlich beobachtet werden kann, ist sie in der Regel nach NO orientirt. Ausnahmen, wo entgegengesetztes Fallen stattfindet, wie bei den Neogenschichten von Dulcigno, wurden im Verlaufe der Arbeit an den geeigneten Stellen erwähnt. Die diesbezüglichen Verhältnisse schliessen sich demnach im Allgemeinen an diejenigen der Hercegovina an.

Es verdient aber doch hervorgehoben zu werden, dass an verschiedenen Punkten des Landes entweder meridiane oder sogar südwest-nordöstliche Streichungsrichtungen im Gegensatze zu den allgemeinen Gesetzen des Gebirgsbaues und der Verbreitung der Formationen constatirt wurden, wie bei Powija, unweit Niksič, in den Duga-Pässen, an gewissen Punkten zwischen Kolašin und der oberen Morača und anderwärts. Hält man diese Thatsache zusammen mit dem Umstande, dass ich ähnliche Abweichungen des Streichens auch im öst-

lichsten Theile von Bosnien vorfand, und vergegenwärtigt man sich, dass Montenegro direct südlich von den östlichsten Theilen Bosniens, also in der Verlängerung der meridianen Streichungsrichtungen daselbst gelegen ist, so gewinnt die Sache mehr als locales Interesse. Wir können hier auch in Betracht ziehen, dass unmittelbar südlich von Montenegro, etwa von der Mündung des Drin angefangen bis zur Strasse von Otranto die Küstenlinie Albaniens im Gegensatze zu derjenigen Dalmatiens eine ausgesprochen nordsüdliche wird, wir können uns an das häufige Auftreten meridianer oder sogar südwest-nordöstlicher Streichungslinien in Griechenland erinnern, wie es Neumayr geschildert hat, und wenn wir noch weiter gehen wollen, dürfen wir sogar die nach Serbien hinein sich fortsetzende meridiane Streichungsrichtung des Banater Gebirges für unsere Betrachtung heranziehen, um daraus zu schliessen, dass es sich bei dem Auftreten derartiger Richtungen auf der Balkan-Halbinsel und den ihr benachbarten Gebieten um mehr als blosse Zufälligkeiten handelt, dass wir also Erscheinungen, wie die geschilderten, sorgfältig zu registriren haben, um dereinst ein Bild von den complicirten Druckrichtungen zu erhalten, unter deren Einflusse sich die Gebirge jener Halbinsel aufgerichtet haben. Ob es sich dabei nun in allen Fällen um besondere, der Zeit ihres Eintrittes nach von einander verschiedene Bewegungen handelt, von der Art, wie das Neumayr für Griechenland annimmt, oder ob in einzelnen Fällen Knickungen des Streichens vorliegen, welche mit den anderen Erscheinungen der Gebirgsbildung gleichzeitig stattfanden, in dem Sinne, wie ich das bei andern Gelegenheiten als möglich zu erörtern versucht habe, bleibe vorläufig, wenigstens für Montenegro, dahingestellt.

Dass es in einem Gebirgsland, wie Montenegro, auch an Brüchen und Verwerfungen nicht fehlen mag, lässt sich vermuthen. Da ich mir aber vorgenommen habe, nur das zu sagen, was ich gesehen habe oder was sich als unmittelbare Folgerung aus dem Gesehenen ergibt, so bekenne ich mich ausser Stande, über derartige Störungen hier viel zu berichten.

Zu erwähnen wäre vielleicht die mit grosser Wahrscheinlichkeit constatirte Verwerfung, welche am Nordgehänge des Dobrodo-Passes in der Gegend zwischen der obersten Morača und Zirowac durchgeht. Die betreffende Beobachtung blieb aber vereinzelt und eine Fortsetzung der ihr zu Grunde liegenden Verhältnisse wurde nicht ermittelt. Das würde auch nur bei Specialstudien haben geschehen können.

Man hätte vielleicht südwestlich vom Dormitor das Vorhandensein einer grösseren Bruchlinie voraussetzen dürfen als Fortsetzung jener Verwerfungslinie, welche man weiter nordwestlich nach den Beobachtungen Bittner's am südwestlichen Abfall der Kalkmassen des Dumoš und des Volujak für constatirt halten muss. Flyschgebilde fallen dort längs der Linie des Steilabfalles der triadischen Kalke denselben zu, gleichsam „als würde der Flysch unter die Kalke des Hochgebirges hinabtauchen“ (Die Hercegovina. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1880, pag. 433, Seite 81 der Bittner'schen Arbeit). Es hat sich aber das auffallende Ergebniss herausgestellt, dass jene Flyschgebilde in Montenegro keine Fortsetzung finden, und dass diejenige Partie der Kreidekalke, welche sich in der Hercegovina nordöstlich der Linie Nevesinje-

Gacko sammt den sie überlagernden Flyschgebilden ausbreitet, gewissermassen eine nach dem Bereich der älteren mesozoischen Kalke zu vorgeschobene Partie bildet, da der Verlauf der letzteren Kalke in Montenegro mit seinen Grenzen gegen das Kreidekalkgebiet sich vielmehr als ungefähre Fortsetzung der diesbezüglichen Grenzlinie derselben Formationen nördlich Mostar herausgestellt hat. Würde man die geologischen Aufnahmen in der Hercegovina und in Montenegro zusammen auf ein Blatt auftragen, so würde sich dieses Verhältniss ziemlich deutlich ergeben.

Auch nördlich von Mostar hat Bittner die oberflächliche räumliche Zwischenschiebung einer Flyschbildung zwischen den Kreidekalk und die jurassischen und triadischen Kalke nicht anzugeben vermocht, ebensowenig wie ich in dem nordwestlichen Theil von Montenegro, wo mir dergleichen bei meinem Weg von Crkwica über Piva nach Niksič gewiss nicht entgangen wäre. Das Auftreten der Flyschbildungen am Südwestfusse des Dumoš und Volujak bleibt deshalb auch abgesehen von der durch Bittner constatirten Verwerfung interessant und ich möchte sagen räthselhaft, eben weil es sich in seiner Verbreitung eng an das nordostwärts vorgeschobene Stück des Kreidegebirges anschliesst.

Ob nun etwa in Montenegro die Kreide an die älteren Kalke, die sich um den Dormitor gruppiren, mit einer Verwerfung abstösst, wie man vielleicht auf Grund der nordöstlichen Fallrichtungen, wie sie noch in der Gegend von Milkowac constatirt wurden, argwöhnen könnte, lässt sich heute nicht näher discutiren. Die Beobachtungen der Schichtenstellungen sind dazu zu unzusammenhängend. Besondere Auffälligkeiten in der orographischen Gestaltung aller dieser Kalkmassen, die darauf deuten könnten, sah ich auch nicht, und vor Allem müssten die Grenzlinien der Kreide gegen die älteren Gebilde schärfer, als das gelang, bestimmt sein, um an die Lösung einer Frage wie die aufgeworfene mit Erfolg heranzutreten.

Dagegen scheint mir die Anwesenheit einer grösseren Verwerfung bei Antivari für ziemlich erwiesen gelten zu dürfen. Die mit grosser Wahrscheinlichkeit der Trias angehörigen Kalke bei Antivari kehren ihren Steilabfall nach Südwesten und fallen nordöstlich. Flyschgebilde lagern sich unmittelbar daran, in ähnlicher Weise wie der Flysch zwischen Castelnuovo und Budua den älteren mesozoischen Kalken nördlich und nordöstlich davon sich anlagert. Dazu kommt, dass die Flyschbildungen zwischen Antivari und Dulcigno nebst den daselbst den Nummuliten- und theilweise den Kreidebildungen zugezählten Kalken fast durchgängig ebenfalls ein nordöstliches, also dem älteren Gebirge zugewendetes Fallen besitzen.

Von den Durchschnitten, welche Lipold (l. c. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1859, Verhandl.) zwischen der Küste und den Gebirgen Montenegros gezeichnet hat, würde wenigstens seine Figur 3 (pag. 25) andeuten können, dass nördlich von Budua der Flysch längs einer Bruchlinie an die älteren Kalke anstösst, namentlich, wenn man diese letzteren an der Angrenzungsstelle mit F. v. Hauer's Karte der Trias und nicht wie Lipold der Kreide zurechnet, so dass also die vermuthete Verwerfung bei Antivari nordwestlich davon im dalmatinischen Küstengebiet ihre Fortsetzung finden würde.

Im Anschluss an die Erwähnung dieser Verwerfung mag es passend sein, nochmals an das im Verlauf der Einzelbeschreibung bereits besprochene Erdbeben zu erinnern, welches am Tage meiner Ankunft in Antivari stattfand, und an die südwestliche Richtung, in welcher die Steine von Mauern und Gebäuden bei dieser Gelegenheit verschoben oder herabgefallen waren. Man könnte also aus der letzterwähnten Thatsache auf eine von NO nach SW gerichtete Bewegung schliessen, welche sich längs der supponirten von NW nach SO verlaufenden Bruchlinie geäussert hätte, und man ist vielleicht berechtigt, den Ort des Auftretens des Phänomens sich mit dem Vorhandensein der geschilderten Bruchlinie in innerem Zusammenhange zu denken, was im Hinblick auf die von Suess so erfolgreich discutirten Beziehungen zwischen Erdbeben und Bruchlinien sehr nahe liegt.

Wenn wir nun noch ein paar Worte über die Karsterscheinungen hinzufügen, so haben wir das über die Tektonik zu Sagende erschöpft. Wir können uns dabei kurz fassen, weil bereits in den früheren Ausführungen diesem Gegenstande eine grössere Aufmerksamkeit geschenkt wurde.

Vor Allem ist zu constatiren, dass die vor einiger Zeit von Mojsisovics vertretene Vorstellung, wonach der Beginn des Karstprocesses in Kalkgebirgen mit der Entwicklung von Süsswasserseen innerhalb derselben genetisch verknüpft gedacht wird, in Montenegro keine Stütze findet[1], denn in keinem der rings geschlossenen Kesselthäler des Landes finden sich tertiäre Süsswasserablagerungen, welche auf Absätze von Seen zurückgeführt werden könnten, und welche sich mit den zum Theile kohlenführenden Becken von Zenica, Mostar, Nevesinje, Gorni Vakuf u. s. w. vergleichen liessen, welche in der Geologie der an Montenegro angrenzenden Länder eine nicht unwichtige Rolle spielen. Was sich in den geschlossenen Thälern findet, ist Flussschotter, herrührend von den Wasserläufen, die entweder noch gegenwärtig daselbst ihre oberflächlichen Thalstrecken besitzen oder (wie bei Bresno und Cettinje) in früherer Zeit besessen haben.

Wohl kennen wir in dem beschriebenen Gebiet ein grosses, der heutigen Zeit angehöriges Binnenseebecken im See von Skutari, aber dieser See ist nicht abflusslos, entspricht also nicht den Erfordernissen der Mojsisovics'schen Karsttheorie, ganz abgesehen davon, dass es schwer sein dürfte, einen Einfluss dieses Beckens auf die Entstehung oder weitere Ausbildung der Karsterscheinungen in Montenegro oder auch nur in seiner (des Beckens) nächsten Umgebung nachzuweisen.

Andere Wasserbecken gibt es in Montenegro nicht, mit Ausnahme etlicher kleiner, oberflächlich abflussloser Gebirgsseen, die aber schon ihrer räumlichen Unbedeutendheit wegen schwerlich für die aufgeworfene

---

[1] Unter den neueren Arbeiten, welche Karsterscheinungen behandeln, sind zu nennen: Kramberger, die Karsterscheinungen im westlichen Theile des Agramer Gebirges (Aus d. kroatischen Revue 1882, 1. Heft) und F. v. Hauer, Berichte über die Wasserverhältnisse in den Kesselthälern von Krain (Nr. 3 und 4 der Oesterr. Touristenzeitung 1883). Die genannten Autoren schliessen sich in allen wesentlichen Punkten an die früher von mir vertretenen Anschauungen über das Karst-Phänomen an.

Frage in Betracht kommen. Die kleinen Teiche endlich westlich von Niksić und beim Kloster Piva sind nur als grössere Quellbecken aufzufassen und erscheinen uns deshalb als Folgen, nicht als Ursachen der Verkarstung ihrer Umgebungen.

In der Nähe des Dormitor boten uns, wie an geeigneter Stelle weiter ausgeführt wurde, mehrere trockene, cañonartige Thalfurchen Gelegenheit zu dem Nachweise, dass die betreffenden Thäler nur dem Fortschreiten des Karstprocesses ihre Wasserlosigkeit verdanken, und dass die ihnen einst angehörigen Flüsse, denen es ja doch gelungen war, Schluchten von riesiger Tiefe auszuhöhlen, offenbar nur deshalb versiegten, weil die sie speisenden Wassermengen unterirdische Circulationscanäle aufgesucht hatten. Der Karstprocess hat aber in diesen Gebieten stattgefunden, ohne dass durch eine Aeusserung der Gebirgsfaltenbildung eine Absperrung der betreffenden Thäler zu geschlossenen Becken stattgefunden hätte, weil diese Thaleinschnitte noch heute vollkommen deutlich in lebendige Thäler münden. Derartige Absperrungen können also nicht als principielle Ursache des Karstprocesses aufgefasst werden.

B. Bemerkungen über die Physiognomik des betrachteten Gebietes.

Wenn ich es am Schlusse dieser Ausführungen noch übernehme, einige kurze Streiflichter auf die physiognomische Beschaffenheit Montenegros zu werfen, oder vielmehr zusammenfassend wiederzugeben, was diesbezüglich in den Einzelbeschreibungen des Gebietes an Bemerkungen zerstreut ist, so mag dies durch den Umstand gerechtfertigt werden, dass es bisher nicht vielen Reisenden gegönnt gewesen war, das Fürstenthum nach so vielen Richtungen hin zu durchstreifen, wie mir. Es lag also in diesem Falle eine Art von unmittelbarer Aufforderung vor, sich der Schilderung des allgemeinen äusseren Eindruckes der besuchten Gegenden nicht ganz zu entziehen. Ueberdies zeigt sich das landschaftliche Verhalten kaum irgend eines der mir bekannten Gebiete so vielfach abhängig von dem geologischen Bau als gerade in Montenegro, so dass eine kurze Erörterung dieser an die geologische Darstellung anknüpfenden Beziehungen selbst in einem speciell geologischen Aufsatze nicht überflüssig oder ungehörig erscheinen mag.

Wir können sonach etwa folgende Gebiete physiognomisch unterscheiden: Erstlich das Gebiet der älteren Schieferformationen an der oberen Tara und am oberen Lim, zweitens das Gebiet der triadischen Kalke in der Umgebung des Dormitor und des Vojnik, drittens das Gebiet der Kreidekalke und der älteren mesozoischen Kalke im Westen und Süden Montenegros, viertens das Gebiet um den Skutari-See mit der Ebene von Podgorica und im Anschluss daran das Küstengebiet zwischen Antivari und Dulcigno.

Das Gebiet der älteren Schiefer ist ausgezeichnet durch das Vorkommen entwickelter Thalbildung, durch zahlreiche Gebirgsbäche und vor Allem durch einen ziemlich üppigen Pflanzenwuchs. Dieses Gebiet ist allenthalben bewaldet und zwar vorzugsweise mit Laubwald. Unter den Laubhölzern dominirt die Buche, von welcher in der Gegend von

Kolašin prächtige Bestände vorhanden sind. Bei Andriejewica am oberen Lim sind übrigens die tiefer gelegenen Gehänge auch vielfach mit Eichen bestanden, welche dort indessen nicht zu besonders schönem Wuchse gelangt sind. Doch kommen auch Nadelhölzer vor, so z. B. in den Gebirgen zu beiden Seiten der Ljuboštica oberhalb Matešewo, wo Tannen mit dem Laubholz gemischt stehen, ähnlich wie nach Schwarz auch an den höheren Gehängen der Lipowica westlich von Kolašin ein gemischter Wald beobachtet wird. In der Hochregion endlich des Kom, aber noch unterhalb der höchsten aus Kalk bestehenden Spitzen, besitzt nach Grisebach (Vegetation der Erde, 1. Bd., pag 316) Pinus Peuce fast ihren einzigen Standort in Europa[1]), ein Standort, der um so merkwürdiger ist, als derselbe Baum erst im östlichen Himalaya wieder auftritt und sogar in allen dazwischen liegenden Gebieten Asiens fehlt.

Abgesehen von den isolirten steilen Kalkgipfeln wie der Vasovićki Kom und der Kućki Kom, welche steinig und kahl erscheinen, sind die oberen, von Waldwuchs freien Rücken der Berge von saftigen, oft sehr blumigen Alpenwiesen bedeckt, welche den Herden der Bewohner eine vortreffliche Weide abgeben. Für Getreidebau und andere derartige Culturen bietet das Terrain aber keine besonders günstigen Aussichten dar, weil die Thäler dafür in der Regel zu schmal und die Gehänge zu steil sind.

Das Gebiet der triadischen Kalke in der Umgebung des Dormitor und des Vojnik gehört bereits zu den verkarsteten Regionen, abgesehen von den wenigen Stellen, wo die nichtkalkige Unterlage der Kalke zum Vorschein kommt. Deshalb reiht sich dieses Gebiet in gewissem Sinne bereits an das steinige Montenegro des Westens an. Doch lassen sich mancherlei Unterschiede diesem letzteren gegenüber nicht verkennen, wenn auch die Grenzen in dieser Richtung keine scharfen sind.

Zahlreiche Dolinen bedecken die Oberfläche dieses nördlichsten Theiles des Fürstenthums, aber doch bleibt beispielsweise, wenigstens in der Umgebung des Dormitor, der Plateaucharakter der Landschaft viel reiner gewahrt als im westlichen Montenegro, weil grössere Unterbrechungen des Reliefs seltener sind. Im Vergleich zu anderen Karstgebieten kommen hier verhältnissmässig wenige, oberflächlich abflusslose grössere Thalkessel vor, wie etwa der Kessel von Bresno zwischen Piva und Niksič, und dieser liegt schon sehr in der Nähe des Bereichs der Kreidekalke, wo diese Thalform häufiger auftritt. Die Erscheinung mehrerer kleiner Gebirgsseen oder Meeraugen in der nächsten Nähe des Dormitor bildet allerdings einen merkwürdigen Zug dieser Landschaft und würde sich unter Umständen bei geographischer Betrachtung an die der rings geschlossenen Thalkessel anreihen lassen, indessen, wenigstens landschaftlich, besteht doch eine wesentliche Differenz zwischen mit Wasser gefüllten Becken und grossentheils trockenen oder nur von einem Bach durchzogenen fragmentarischen Thalstrecken. Im Gegensatze zu diesen letzteren zeigen die das Gebiet durchfur-

---

[1]) Ausserdem ist der Baum in Europa nur noch auf dem Peristeri in Macedonien beobachtet worden.

chenden Thäler entweder einen directen Abfluss oder doch offene Ausgänge, wie die Tara, Piva und Komarnica oder selbst die Trockenthäler der Szuszyca und des Pirindo, und zwar tragen sie allesammt mehr oder minder den Charakter tief eingesägter, schmaler, steilwandiger Schluchten, also wahrer Cañons an sich.

Der Karst-Typus, dem dieses Gebiet unterworfen ist, wird aber ausser der Anwesenheit von Dolinen durch die ausserordentliche Armuth an Quellen sehr deutlich bezeichnet. Ich hatte schon früher erwähnt, dass man daselbst in tiefen Dolinen mitunter den im Winter gefallenen Schnee theilweise durch Bedecken desselben mit Heu zu conserviren trachtet oder dass ganze Dörfer, wie Kulići, sich Ladungen von Schnee aus dem Gebirge bringen lassen, um ihrem Wasserbedürfniss zu genügen.

Die Quellenarmuth hängt nämlich hier ebensowenig wie anderwärts in Karstgegenden mit dem Mangel an atmosphärischen Niederschlägen zusammen. Die letzteren scheinen im Gegentheil in der Umgebung des Dormitor ziemlich reichlich zu sein, obschon natürlich bestimmte Daten darüber nicht vorliegen. Der Dormitor und der Vojnik sind auch die einzigen Berge des Landes, wo ich bei meiner Bereisung Ende Juli noch freie Schneemassen beobachtete, während der etwas früher von mir besuchte und doch dabei den andern Spitzen an Höhe mindestens ebenbürtige Kom davon nichts zeigte. Die isolirte Lage der Gipfel des letzteren und die Steilheit derselben mag zu diesem Umstande beitragen, während am Dormitor und Vojnik die breitere Massenentwicklung der hochaufragenden Gebirgstheile die Erhaltung von Schneefeldern begünstigt, wie sie namentlich auf der Nordseite des Dormitor eine beträchtliche Ausdehnung besitzen.

In der Art der Vertheilung der Niederschläge und in der grösseren Frische der Sommertemperatur in den in Rede stehenden Gegenden mag es theilweise auch begründet sein, dass die Vegetationsverhältnisse hier ungleich günstiger sind als in den weiter südlich gelegenen Karstgebieten. Das zeigt sich vornehmlich in der Art der Bedeckung der waldfreien Stellen durch Graswuchs. Die Plateau-Gebiete in der Nähe des Dormitor werden zwar nicht von so üppigen Wiesen umgeben, wie wir sie im Bereiche der Schiefergesteine kennen lernten, aber immerhin entwickelt sich daselbst nicht selten eine viel zusammenhängendere Pflanzendecke, als in den Karstgebieten des westlichen und südlichen Montenegro, und darin liegt einer der wesentlichsten landschaftlichen Unterschiede z. B. zwischen den Gebieten von Jezero und Drobniak einerseits und dem Gebirge bei Cettinje und den Banjani andererseits.

Ich habe auch schon während der Einzelbeschreibung erwähnt, dass am Nordfusse des Dormitor prachtvolle Nadelholzwälder, aus Tannen und Fichten bestehend, vorkommen[1]). Auf der Höhe des von

[1]) Diese Wälder scheinen in früherer Zeit auch Hirschen zum Aufenthalt gedient zu haben An einer Mauer des Hauses, welches ich in Žabljak bewohnte, hatte man das lose im Walde gefundene, gebleichte Geweih eines solchen Thieres als etwas fabelhaft Merkwürdiges befestigt. Keiner der Einwohner erinnerte sich, je ein Geschöpf mit derartigem Kopfschmuck gesehen zu haben. Es mag also wohl schon geraume Zeit her sein, seit der Hirsch in diesen Gegenden ausgestorben ist.

Gemsen bewohnten Dormitormassives selbst ist man überrascht, unser Krummholz (*Pinus Pumilio*) in ganz respectablen Beständen anzutreffen, während diese Art am Kom fehlt. (Ob sie am Vojnik vorkommt, müsste erst durch eine Besteigung dieses Berges bis in die Nähe des Gipfels entschieden werden.) Oestlich vom Dormitor scheinen sich wenigstens in früherer Zeit Buchenwälder ausgedehnt zu haben. Noch sieht man stellenweise einige kleine, wenn auch durch Sturm oder winterliche Schneelasten vielfach verkrüppelte Reste derartiger Bestände als vereinzelte Baumgruppen am Wege von Bukowica nach Jezero und bei Bukowica deutet der Name des Ortes schon an sich auf das Vorkommen von Buchen hin. Dergleichen bilden jedenfalls noch weiter östlich vom Passübergange zwischen der in die Bukowica mündenden Tuszyna und der allerobersten Morača noch einen hochstämmigen Wald. Westlich vom Dormitor passirte ich desgleichen zwischen Crkwica und Kulići noch Reste derartiger Waldbedeckung. Wo die tiefen Schluchten der in das Gebiet sich einschneidenden Flüsse nur einigermassen minder steile Gehänge aufweisen, wo die Wände dieser Schluchten nicht nahezu senkrecht abstürzen, dort haben sich gleichfalls Bäume angesiedelt, unter denen wiederum die Buche dominirt, so bei Tepše an der Tara, am Uebergange über die Szuszyca, wo namentlich das rechtsseitige Gehänge (auf der Seite von Crna gora) bewachsen erscheint, und längs der Piva unterhalb des gleichnamigen Klosters. Einen prächtigen gemischten Wald aber sah ich südlich von Brsno am Uebergange über die westlichen Ausläufer des Vojnik auf der Nordseite der betreffenden Erhebung. In den höheren Partien dieses Waldes dominirten Nadelhölzer, in den tieferen Buchen. An dem Südgehänge aber desselben Bergrückens gegen Jasenovo polje zu machte diese kräftige Vegetation einem schütteren, wie es schien, im Eingehen begriffenen Eichenwalde Platz. In der Schlucht zwischen Jasenovo polje und Sipačno trifft man dann schon nur mehr niedrigeres Buschwerk.

Dass bei der Höhenlage des geschilderten Gebietes von Ackerbau wenig oder gar nicht die Rede ist, ist ziemlich selbstverständlich.

Das Gebiet des westlichen und zum Theil auch des südlichen Montenegro ist, wie das vorige, grösstentheils Karstland und umfasst der Hauptsache nach die als Kreidekalk angesprochenen Gebirgs- und Plateau-Massen, schliesst aber auch die triadische Kalkentwicklung der Umgebung von Cettinje bis weiter südöstlich in sich ein, welche, wie wir sahen, sich vorläufig noch nicht mit Sicherheit gegen die cretacischen Schichten abgrenzen liess. Dieses Gebiet ist sozusagen das eigentliche Montenegro, wie es Diejenigen in der Erinnerung haben, welche, wie dies in der Regel wohl nur geschieht, bei einer Küstenfahrt nach Dalmatien einen Abstecher von Cattaro nach Cettinje gemacht haben.

Abgesehen von den höher ansteigenden Bergen der Küstenkette oder allenfalls von den die Duga-Pässe begleitenden Bergen, deren Massenentwicklung eine bestimmtere Gesetzmässigkeit wenigstens im Grossen leicht erkennen lässt, erblickt der Reisende ein Gewirr von weisslich kahlen, in der Regel nur durch dürftiges Buschwerk verzierten, mit einem wildgestalteten Blockwerk bedeckten Kuppen, welche sich inmitten zahlloser und anscheinend regellos zerstreuter, bald grösserer,

bald kleinerer, mit einander nicht communicirender Vertiefungen erheben. Für einen Topographen wäre es geradezu eine Riesenarbeit, wenn er allen diesen mit jedem Schritt wechselnden Einzelheiten der Terraingestaltung mehr als schematisch gerecht werden wollte.

Gewissermassen als Ruhepunkte inmitten dieser unruhigen Gebirgsoberfläche erscheinen hier die rings geschlossenen Ebenen von Njeguš, Cettinje, Grahowo, Niksič und in der Landschaft Piperi.

Selbstverständlich ist in diesem typischen Karstgebiet die Quellenarmuth eine sehr grosse, weshalb Cisternen dem Wasserbedürfnisse nothdürftig abhelfen müssen. Nur die relativ kleinen Flächenräume, welche von nicht kalkigen Gesteinen, also beispielsweise von Flyschgebilden eingenommen werden, sind in dieser Hinsicht günstiger situirt. An einigen wenigen Punkten sammelt sich dagegen das von den Niederschlägen auf dem Gebirge herstammende Wasser zu mächtigen Quellen, welche sofort als Flüsse auftreten. Die Rieka ist fast von ihrem Ursprunge an schiffbar, und in der Ebene von Niksič kommen mehrere starke Wasseradern zum Theil mit seeartigen Erweiterungen bei ihren Quellen zu Tage, welchen allerdings nur so lange ein oberirdischer Lauf gegönnt ist, als die Gebirgsumwallung dieser Ebene das zulässt.

Was wir Wiesen nennen, gibt es in diesem ganzen Gebiet kaum, vielleicht mit Ausnahme einiger beraster Abhänge auf der Höhe des Lovčen, von denen man mir berichtete, und einiger Rasenflecken in den genannten Ebenen. Am Lovčen sollen auch bewaldete Partien vorkommen. Eine schwache Andeutung einer ehemals etwas reichlicheren Waldbekleidung wird auch südlich oberhalb Njeguš beobachtet.

Weiter westlich in der Richtung nach Grahowo zu deutet der Name des Ortes Bukowica auf ehemals daselbst vorfindliche, vielleicht aber auch ursprünglich nicht allzureiche Buchenbestände. Sonst trifft man in der Gegend zwischen Cettinje und Grahowo vorwiegend nur Celtis- und Eichengestrüpp zwischen den Felsmassen, aus welchem sich nur stellenweise eine etwas zusammenhängendere, indessen nirgends besonders üppige Baumvegetation entwickelt. Etwas reichlicher wird die letztere westlich von Grahowo am Weg nach der Biela gora gegen die Krivosčie zu. Das Vorkommen zwar nicht dicht gedrängt stehender, aber doch häufiger Kiefern von schönem Wuchse (indessen leider ohne jungen Nachwuchs) auf der bucklig steinigen Hochfläche des Nenowo polje nördlich der Biela gora gibt dieser Gegend einen besonderen und unerwarteten Reiz. Auch nördlich von Grahowo, namentlich in der Sawina bei Viluši kenne ich kleinere Waldbestände, die indessen hier wieder ausschliesslich aus Laubhölzern, vorwiegend Eichen zusammengesetzt sind. Desgleichen gibt es etwas Laubholz am Uteš. Nirgends aber machen diese Bestände den erfreulichen und erfrischenden Eindruck der Wälder in den vorher beschriebenen Gebieten am Dormitor oder bei Kolašin.

Dass der Ackerbau in diesem steinigen Montenegro seine relativ grösste Bedeutung in den oft genannten ebenen Thalkesseln besitzt, ist wohl selbstverständlich, ebenso wie dass unter diesen Thalkesseln derjenige von Niksič seiner grösseren Ausdehnung wegen die erste Stelle einnimmt oder bei besserer nunmehr in Aussicht stehender Bewirthschaftung wenigstens einnehmen könnte. Im Uebrigen sind die Bewohner genöthigt, die geringen Flächen auszunützen, welche am Grunde ein-

zelner etwas grösserer Dolinen sich finden. Dies geschieht unter unsäglichen Schwierigkeiten. Es muss der Boden mühsam von den zahlreichen Steinen gereinigt werden, dazu liegen derartige Punkte oft weit von den Ortschaften entfernt und müssen die Leute auf den schlechtesten Pfaden erst einige Berge erklettern und dann wieder über schrattiges, scharfkantiges Blockwerk in die betreffenden Vertiefungen hinabsteigen, um zur Bearbeitung von Ackerparcellen zu schreiten, welche meist nur einen minimalen Flächeninhalt aufweisen. Zieht man dies in Betracht, so darf man sagen, wenigstens was die Ausnützung der verfügbaren Flächen zum Anbau anlangt, gehört Montenegro zu den bestcultivirten Ländern Europas, so paradox dies auch klingen mag.

Unter diesen Umständen begreift man aber auch, dass die Montenegriner früher stets mit Sehnsucht nach den fruchtbaren Geländen in der Umgebung des Sees von Skutari blickten, von welchen ihnen nunmehr endlich ein gutes Stück an der unteren Morača zu theil geworden ist. Das Ceta-Thal, von welchem sie früher ja auch nur einen Theil besassen, schliesst sich diesem Gebiet an der unteren Morača, dessen Mittelpunkt Podgorica ist, in Bezug auf günstige Vegetationsverhältnisse an, ebenso wie im gewissen Sinne die nächste Umgebung des Riekaflusses und das Thalgebiet der Crmnica bei Virpazar, welche letztgenannten Landstriche die gesegnetsten Theile Montenegros innerhalb seiner alten Grenzen bildeten. Damit betreten wir das vierte der von uns unterschiedenen Gebiete des Landes.

Spiridion Gopčevič (Montenegro und die Montenegriner, Leipzig 1877, pag. 156) gibt von der Crmnica und der Landschaft ober und um Virpazar folgende anschauliche Schilderung: „Sehr lohnend ist ein Ritt durch das Crmnica-Thal bis zum Suturman-Pass. Es entfaltet sich da ein wunderbares Bild; das Thal enthält grüne, mit Rebengeländen und Citronengärten besetzte Hügel, neben lachenden Wiesen und üppigen Getreidefeldern. Da steht eine Oliven- oder Mandelbaumwaldung, hier eine Gruppe Feigenbäume, da wieder wohlgenährte Schafe und Hammel in hohem, sie halb verdeckendem Grase. Maulbeerbäume, Oel- und Obstbäume aller Art breiten sich am Fusse des Gebirges aus, von welchem das Thal eingeschlossen wird. Und dieses Gebirge zeigt nicht etwa den trostlosen Charakter der dalmatinischen und montenegrinischen Kalkfelsen, sondern ist mit Kastanien, Platanen, Palmen, Sumach- und Nussbäumen, Eichen- und Buchenwaldungen bedeckt." Die reizende Gegend erzeuge ausserdem noch Granaten, Quitten, Caruben, Melonen, Orangen und besonders prächtigen Mais. Bemerken muss ich übrigens zu dieser Darstellung, dass mir von Palmen in der betreffenden Gegend nichts aufgefallen ist.

Es ist für uns nicht zu übersehen, dass die soeben geschilderte Fruchtbarkeit dieses Landstriches nicht allein von seiner geschützten Tiefenlage in der feuchten Nachbarschaft des Skutari-Sees herrührt, sondern zum wesentlichen Theil von der geologischen Zusammensetzung seines Untergrundes abhängt. Wenngleich schon in der Umgebung der Ortschaften Dupilo und Papratnica die Vegetation reichlicher erscheint, wenn auch schon oberhalb Rieka bei Ceklin der Granatapfel vorkommt oder einzelne Abhänge wie namentlich bei Mračil von dem Perrückenstrauch (*Rhus cotinus*) überwuchert werden, so sind doch geologisch

diese Gebiete noch immer echte Karstgegenden, und das Thal der Rieka ist, wie wir sahen, zu schmal, um eine andere als die üppige Sumpfvegetation an seinen Ufern zuzulassen. Hier aber in der Crmnica und oberhalb Virpazar, sei es in der Richtung gegen Bukowik, sei es gegen den Suturman zu, verschwindet der Karstcharakter vollständig, weil die ältere Unterlage der mesozoischen Kalke, ähnlich wie im Nordosten des Fürstenthums, in diesem Falle bestehend aus Werfener Schichten nebst den ihnen verbundenen Eruptivgesteinen, zum Vorschein kommt.

Abgesehen von dem sumpfigen schilfbewachsenen Uferstrich am Nordrande des Skutari-Sees gehört auch die Thalerweiterung der unteren Morača bis Podgorica nebst ihrer verschmälerten Fortsetzung oder Wiederholung im Ceta-Thale zu den fruchtbarsten Gebieten des Fürstenthums. Die Vegetationsverhältnisse sind in mancher Hinsicht denen der Crmnica ähnlich, obschon wie mir schien von etwas geringer Ueppigkeit und etwas weniger südlichem Charakter. Bei Podgorica gibt es viele Weinpflanzungen und auch im Ceta-Thale gedeiht nach Schwarz noch der Weinstock vortrefflich. Der Umstand, dass andererseits ein Theil der Ebene abwärts von Podgorica einen einigermassen verödeten Charakter aufweist, beruht nicht allein darauf, dass dieses Gebiet vor seiner Besitznahme durch die Montenegriner wenig cultivirt wurde, sondern hat auch darin seinen Grund, dass die Schotterausfüllungen dieser Ebene wie alle Ablagerungen dieser Art wasserdurchlässig sind, so dass die dem Boden verbleibende Feuchtigkeit in keinem Verhältniss zu der Menge atmosphärischer Niederschläge steht. Ueberdies wehen bei Podgorica und über die Ebene der unteren Morača nicht selten heftige Borastürme, welche ebenfalls keinen allzu förderlichen Einfluss auf das Gedeihen der Vegetation nehmen mögen, mag man auch im Hinblick auf die Verhältnisse an der istrisch-dalmatinischen Küste solchen Winden keinen ausschliesslich massgebenden Einfluss auf die hier discutirten Beziehungen zuschreiben.

Nicht uninteressant mag die Wahrnehmung sein, dass noch an den Südgehängen der Berge an der mittleren Morača z. B. oberhalb Beoče der Granatapfel als verkrüppeltes Gesträuch vorkommt.

Das Küstengebiet zwischen Antivari und Dulcigno ist in vielfacher Beziehung, was Vegetation anlangt, den hier erwähnten Landstrichen um den Skutari-See analog. Namentlich in der Nähe von Antivari kommen schöne Myrtengebüsche und ausgedehntere Olivenhaine vor, die schönsten dieser Art in Montenegro, besonders was das Alter der einzelnen Stämme betrifft. Saftige frische Wiesen fehlen übrigens daselbst.

Auch hier bestimmen die geologischen Verhältnisse wenigstens theilweise das Gedeihen der Pflanzendecke, insofern die hier zu grösserer Entwicklung gelangten Flyschbildungen in dieser Hinsicht besonders reichlich ausgestattet sind, in ähnlicher Weise, wie dies am ganzen Ostrande der Adria von Triest angefangen der Fall ist.

Dem genannten Küstengebiet schliesst sich räumlich der flache Unterlauf der Bojana an. Doch scheint die Vegetation in der Umgebung dieses Flusses von weniger ausgesprochen südlichem Charakter als man vielleicht erwarten könnte. Dafür ist sie stellenweise von ziemlicher

Ueppigkeit. „Dichte Massen von Ulmen und Erlen“ werden hier nach Schwarz (l. c. pag. 197) „durch die lianenartigen Guirlanden der Brombeersträucher zu einem undurchdringlichen Gewirr verknüpft. Vielfach wird diese wilde Buschwelt von Espen überragt, deren mächtiger Stamm fast bis zu Thurmeshöhe ansteigt.“

Montenegro ist, wie wir sahen, ein Land der räumlich genäherten Contraste. Welcher Gegensatz zwischen diesen flachen Uferlandschaften der Bojana und dem Anblick der steilwandigen unzugänglichen Cañons im Norden des Landes, zwischen den Sanddünen an der Küste östlich von Dulcigno und dem schrattigen Blockwerk der Gipfel bei Bratonosiči! Wie verschieden wirkt das Bild der blumigen Alpenmatten unterhalb der Spitzen des Kom im Vergleich mit dem Anblick der trostlosen Steinfelder der Banjani, und welche Differenz besteht nicht zwischen den Bedingungen, unter welchen die Oelwälder bei Antivari gedeihen, und den Verhältnissen, welche das Wachsthum der Zwergkiefer am Dormitor begünstigen!

Unsere kurze, und wie ich mir nicht verhehle, allzudürftige Uebersicht über das physiognomische Verhalten der verschiedenen zu Montenegro gehörigen Gebietstheile mag immerhin genügen, um die soeben angedeuteten Verschiedenheiten zu erläutern. Diese Verschiedenheiten, soweit sie die Vegetation betreffen, stehen selbstverständlich unter dem Einflusse der differirenden Höhenlagen sowohl als anderweitiger klimatischer Bedingungen, über welche, wie Wind- und Regenverhältnisse, ausreichende Beobachtungen noch nicht vorliegen. Doch steht Eines fest. Die Grenze nämlich zwischen dem mitteleuropäischen Waldgebiet (aufgefasst als Theil von Grisebach's Waldgebiet des östlichen Continentes) und dem Mediterrangebiet geht mitten durch Montenegro hindurch, wozu noch der anscheinend einigermassen alpine Charakter der Hochgebirgsflora des Dormitor kommen möchte. Recht gut hat dies bereits Grisebach aus den analogen Verhältnissen und Verschiedenheiten Albaniens geschlossen, als er (Vegetation der Erde, I. Bd., pag. 260) schrieb: „Eine Linie, die von den dinarischen Alpen ausgehend über die Stromengen des Drin bei Skutari bis zum hohen Tomoros bei Berat von der Küste allmälig sich entfernt, dann in südöstlicher Richtung den Pindus erreicht und zuletzt in der Othrys-Kette endigt, bildet die Grenze der Landschaften mit regenfreiem Sommer gegen das innere mitteleuropäische Vegetationsgebiet.“ Es wäre nur vielleicht entsprechender, die betreffenden Landschaften um den Skutari-See herum noch dem Mittelmeergebiete zuzutheilen. In jedem Falle aber scheint es, dass die trockenen Sommerströmungen der Atmosphäre die Gegenden an der Tara, am Lim und am Dormitor nicht mehr stark beeinflussen.

Ausser diesen klimatologischen Bedingungen sahen wir aber die geologischen Verhältnisse des Gebietes je nach ihrer Verschiedenheit eine wesentliche Bedeutung für die Abweichungen in der Vegetation gewinnen, welche die einzelnen Landestheile unter einander aufweisen, und zwar schien diese Bedeutung vielleicht noch weniger direct von der verschiedenen chemischen Zusammensetzung der einzelnen Gesteine bestimmt, als von dem Einflusse, den diese Gesteine auf die Verhältnisse der Oberflächenplastik der einzelnen Gebiete und auf die Quellen- und Wasserverhältnisse in denselben nehmen. Diesbezüglich künftigen



Beobachtern des Landes einige Winke zur Vorbereitung gegeben zu haben, möchte nicht ganz überflüssig gewesen sein.

Damit ist erschöpft, was ich mitzutheilen hatte. Wenn es mir gelungen sein sollte, über einen der bisher am wenigsten gekannten Landstriche Europas einiges Licht zu verbreiten, trotzdem ich gar viele Fragen noch offen und unbeantwortet lassen musste, so würde ich hoffen, dadurch wenigstens eine Anregung für weitere Untersuchungen gegeben zu haben, denn wenn man erfährt, dass Montenegro nicht gar so einförmig und eintönig beschaffen ist, als sich wohl Viele gedacht haben, dann wird auch das naturwissenschaftliche Interesse für dieses Land ein regeres und der Wunsch nach eingehenden Studien daselbst ein lebhafterer werden. Dass man aber nicht im Recht wäre, sich durch Vorurtheile gegen die Bewohner von einer Reise nach Montenegro abschrecken zu lassen, das haben bereits Andere mit grosser Gewandtheit auseinandergesetzt.

Anhang.

Ueber die Eruptivgesteine Montenegro's.

Von Heinrich Baron von Foullon.

Im Anschlusse an die vorhergehende Darstellung der geologischen Verhältnisse Montenegros möge es gestattet sein, eine kurze Beschreibung der gesammelten Eruptivgesteine zu geben.

Wenn in verhältnissmässig kurzer Zeit ein so schwierig zu bereisendes Land durchforscht werden muss, ist es natürlich ganz unmöglich, der Aufsammlung der nur eine untergeordnete Rolle spielenden massigen Gesteine eine hervorragendere Aufmerksamkeit zu widmen. Es ist demnach selbstverständlich, dass die Proben, welche ja bei dem Mangel jeglicher künstlicher Aufschlüsse durch Menschenhand nur den unmittelbar zu Tage liegenden Felsen und Halden entnommen werden können, fast alle eine weitgehende Veränderung aufweisen, zumal sie meist Gesteinsarten angehören, die selbst bei uns sehr selten frisch zu erhalten sind. Die nachstehende Beschreibung macht deshalb durchaus keinen Anspruch auf eine petrographische Arbeit im Sinne der Vermehrung unserer Kenntnisse über Mineralcombinationen überhaupt, sondern hat lediglich den Zweck, die geologische Verbreitung solcher festzustellen.

Bei der Einreihung der Gesteine in die verschiedenen Gruppen war, mit einer einzigen Ausnahme, das geologische Alter massgebend.

Orthoklas-Gesteine.

Quarzfreie Porphyre.

Localität: Sutoniči bei Virpazar (siehe Seite 59 vorstehender Abhandlung).

Dieses Gestein enthält in einer dichten bräunlichen Grundmasse glänzende Feldspathkrystalle und schwach grünlich gefärbte, meist

rundliche Quarzkörner bis zu 1 Mm. Grösse ausgeschieden. Pseudomorphosen von erdigem Aussehen, die in grösserer Menge vorhanden sind, gestatten keinen Schluss auf das ursprüngliche Mineral.

Die makroskopisch dicht erscheinende Grundmasse besteht fast nur aus Feldspathleistchen und wenig gekörnelter isotroper Basis. Die porphyrischen Feldspathkrystalle sind glasig und zeigen nur sehr selten polysynthetische Zwillingsstreifung, hingegen finden sich häufig Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze; schöner schichtweiser Aufbau ist allgemein verbreitet, einzelne Individuen sind verhältnissmässig reich an bräunlichen Glaseinschlüssen, andere Einschlüsse, wie Augitnädelchen und Grundmasse sind seltener. Die an Zahl und Grösse dem Feldspathe nahestehenden Pseudomorphosen stammen, wie sich an Querschnitten mit Sicherheit erkennen lässt, von Augit, sie sind vorwiegend mit gelblichem Calcit erfüllt, die Ränder dicht mit Eisenerzkörnchen umsäumt. Chloritische Zersetzungsproducte fehlen fast gänzlich. Der makroskopisch in Gestalt rundlicher Körner hervortretende Quarz lässt eine Neubildung vermuthen, was durch das Mikroskop ausnahmslos bestätigt wird, es ist mitunter prächtig concentrisch schalig aufgebauter Chalcedon, der sich in die Grundmasse eingenistet hat, und welcher ab und zu mit büschelförmigen Krystallgruppen von Calcit vergesellschaftet ist. Der letztere bildet auffallend steile Formen — wahrscheinlich Skalenoëder. Die als Chalcedon auftretende Kieselsäure mag wohl von dem zersetzten Augit herrühren. Die Menge des Calcit, der fast allein die Ausfüllung der Pseudomorphosen besorgt und ausserdem in der Grundmasse allenthalben auftritt, ist zu gross, als dass für ihn nicht auch Infiltration angenommen werden müsste.

Eine Probe von Bukowik bei Virpazar (siehe Seite 60) stimmt mit der eben beschriebenen vollkommen überein, sie erscheint makroskopisch eine Nuance frischer, welcher Befund jedoch in Schliffen nicht zutrifft. Die Feldspäthe sind auch hier von der Veränderung der übrigen Gesteinsbestandtheile völlig unberührt geblieben, Plagioklas ist etwas häufiger.

Es ist nicht uninteressant, dass in dieser Gesteinsprobe der Calcit nur sehr selten in der steilen Form, hingegen häufig in einem flacheren — wahrscheinlich dem Grundrhomboëder — ausgebildet ist. Nachdem die Gesteine im frischen Zustande gewiss gleich zusammengesetzt waren und überdies beide Calcitformen zugleich vorkommen, können es wohl nur äussere, die Zersetzung begleitende Umstände sein, die diesen Formenwechsel in verschiedenen Zeitabschnitten bedingen. Diese, man kann sagen, so häufig auftretenden und auffallenden Erscheinungen sind bis nun bei Gesteinsveränderungen verhältnissmässig wenig Gegenstand eingehenderer Studien gewesen, was freilich bei der geringen Menge sichergestellter Ausbildungsbedingungen der Minerale überhaupt nicht Wunder nehmen kann, zumal die Veranlassungen zum Formenwechsel so feiner Natur sind, deren Erkenntniss sich bei Laboratoriumspräparaten, die in grossen Mengen und unter weit einfacheren Umständen in verhältnissmässig kurzer Zeit dargestellt werden können, oft fast unüberwindliche Schwierigkeiten entgegenstellen. Das kann aber der Wichtigkeit der Sache keinen Abbruch thun, und wie unter Umständen die Schlüsse sicher werden können, haben z. B. Rose, Stelzner, Credner gezeigt.

In den beiden beschriebenen Gesteinen scheint die Hornblende zu fehlen, der Glimmer gewiss, denn nirgends ist eine entfernte Andeutung vorhanden, die auf die, wenn nun auch sehr verwischte Gegenwart dieses Minerals schliessen liesse. Es läge demnach bei der Combination: Glasbasis, Orthoklas und Augit eine seltene Gesteinsvarietät — ein echter Porphyr des glimmerfreien Augitsyenites vor. Es wäre noch zu erwähnen, dass die glasigen Feldspäthe dem Gesteine einen trachytischen Habitus verleihen. Das mikroskopische Gesteinsbild deckt jenes typischer Trachyte nicht, Sanidin mit nur Glaseinschlüssen ist aber immerhin eine bemerkenswerthe Erscheinung.

Quarzporphyre.

Von Sutoniči bei Virpazar (siehe Seite 59) liegt eine zweite Probe vor, welche makroskopisch gewissen, mit unter die „Mühlsteinporphyre" gehörigen, glimmerführenden Rhyolithen von Hlinik und Königsberg ausserordentlich gleicht. In Schliffen ist die Aehnlichkeit nicht mehr so auffallend, immerhin aber noch sehr gross. Orthoklas, bereits stark verändert, aber noch ganz deutlich die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetze erkennen lassend, Quarzkrystalle und Biotit liegen in einer mikro- bis kryptokrystallinen Grundmasse. Diese Ausbildungsweise kommt bei den erwähnten Gesteinen wohl selten vor, weil dort fast ausnahmslos Glasbasis und mit ihr die Tendenz zur Sphärolithbildung nachweisbar ist, immerhin tritt sie aber doch auch in dieser Form auf.

Der Quarz enthält negative Krystalle, Glaseinschlüsse, von welchen aus die bekannten regelmässig angeordneten Sprünge in die Substanz des Wirthes gehen, und endlich eine grosse Menge winzigster Poren. Ob letztere mit Flüssigkeit erfüllt sind, konnte mit Sicherheit nicht constatirt werden, grössere Flüssigkeitseinschlüsse fehlen gewiss.

Hieher gehören auch die Gesteine von Starasello im Gračanicathale (Gegend von Niksič, siehe Seite 44) und von Bresno (siehe Seite 40), welche als Geschiebe gefunden wurden.

Das erstere ist total verkieselt, gleichmässig tief grün gefärbt und lässt seine ursprüngliche kleinporphyrische Structur mehr vermuthen als erkennen. Der Feldspath, vorzugsweise Orthoklas mit allen Eigenschaften des Sanidin, ist vollkommen frisch erhalten. Dieser und die spärlich vorhandenen, wenig scharf begrenzten Quarzkrystalle enthalten prächtige Glaseinschlüsse, z. B. auch solche, die ein Magnetitkryställchen, drei und vier Bläschen u. s. w. umschliessen.

Das zweite Gestein ist ebenfalls sehr stark verändert, es zeichnet sich durch seinen Reichthum an Quarzkrystallen aus.

Plagioklas-Gesteine.

Von den körnig ausgebildeten Mineralcombinationen dieser Gruppe ist nur ein Vertreter vorhanden, und zwar liegt vom Kloster Piva (siehe Seite 35) ein schon mit der Loupe als solches erkennbares Gestein vor. In Schliffen erscheint die typische Structur der Diabase deutlich ausgesprochen, die Plagioklasleistchen sind ziemlich frisch, der fast farblose, spärlichere Augit hingegen meist zersetzt. Ausserdem sind reichlich Pseudomorphosen zu beobachten, die mit grösster Wahrscheinlichkeit

auf Olivin zurückzuführen sind, so dass bei der Richtigkeit dieser Diagnose ein Olivindiabas vorläge; es wäre das das einzige aufgefundene olivinführende Gestein von Montenegro, während der Olivin in den Gebirgsarten Bosniens eine so hervorragende Bedeutung erlangt. Die jüngeren olivinführenden Gesteine, so namentlich die Basalte, fehlen in dem ganzen mächtigen Gebiete von der Save bis zum Skutari-See.

Weit zahlreicher sind die porphyrisch ausgebildeten Glieder vertreten; leider befinden sich fast alle vorliegenden Proben in einem sehr weit vorgeschrittenen Stadium der Veränderung, wie dies ja bei den Porphyriten so häufig der Fall ist. Nichtsdestoweniger lassen sich zwei Gruppen — unabhängig von der Quarzführung — sehr deutlich unterscheiden. Die eine nähert sich durch die Beschaffenheit ihrer Grundmasse, in der namentlich der mehr körnige Charakter hervortritt [1]), durch den Gesammthabitus des Gesteines und durch die Art und die Producte der Verwitterung ausserordentlich den Daciten, so dass man die vorliegenden Proben, ohne die Kenntniss ihres geologischen Alters, ohneweiters diesen zuzählen würde.

Hieher gehört das Gestein vom Wege zwischen Monastir Morački und Dragovica (an der oberen Morača, s. Seite 21); es ist graugrün, stellenweise bräunlich, und enthält bis 2 Millimeter grosse, ebenfalls grünlich gefärbte Feldspathkrystalle, kleinere Quarzindividuen und grüne erdige Pseudomorphosen porphyrisch ausgeschieden.

In Schliffen ist Quarz in reichlicher Menge in kleinen Körnern in der Grundmasse nachweisbar. Die grossen Individuen sind vielfach zersprengt und enthalten stellenweise Anhäufungen von Poren und winzigsten Flüssigkeitseinschlüssen.

Die erdigen Pseudomorphosen lassen das ursprüngliche Mineral nicht erkennen; es wäre nur zu erwähnen, dass ein frisch erhaltener Grundmasse-Einschluss im Quarz unveränderten Augit enthält, und dass nach der Zusammensetzung des Einschlusses, wenn von ihm aus ein Schluss auf die ursprüngliche Beschaffenheit der Grundmasse gestattet ist, ein Quarzdiabasporphyrit vorläge. Aeusserst wenig Biotit, zum Theile frisch, und Apatit mit den bekannten braunen centralen Säulchen, treten als accessorische Bestandtheile hinzu.

In der Farbe, Ausbildungsform der Bestandtheile und dem Reichthume an Quarz stimmt die Grundmasse des Gesteines vom Wege zwischen Kolasin und Stitarica (siehe Seite 18) vollkommen mit der des eben beschriebenen überein, nur tritt hier statt des Augites faserig zersetzte Hornblende in das Gemenge, es liegt also ein Quarzdioritporphyrit vor. Unter den porphyrischen Einsprenglingen nimmt wieder der Feldspath den ersten Rang ein — neben vorwiegend Plagioklas kommt auch Orthoklas vor, der Quarz gleicht ziemlich dem früheren, nur dass hier auch in ganz ausgezeichneter Weise die mit Grundmasse erfüllten Buchten auftreten und — neben den oben bezeichneten Interpositionen in den grösseren — in kleinen, schärfer

[1]) Zirkel hat in seiner Abhandlung über die krystallinischen Gesteine in Nordamerika (Seite 204) die Unterschiede der dacitischen und andesitischen Grundmasse zusammengefasst; im vorliegenden Falle tritt der Unterschied in einer anderen Gesteinsgruppe zum Theile sehr prägnant zu Tage.

begrenzten Individuen typische Glaseinschlüsse von ansehnlichem Umfange enthalten sind. Biotit fehlt gänzlich, winzige, aber sehr scharf ausgebildete Apatitkryställchen und Zirkon sind sehr vereinzelt in der Grundmasse verstreut.

Eine andere, sehr stark veränderte Probe derselben Localität, die makroskopisch der vorhergehenden gleicht, macht mit den zertrümmerten Quarzkörnern, bei der vollständigen Zersetzung aller übrigen Bestandtheile, in Schliffen den Eindruck eines klastischen Gesteines.

Von den von Dr. Bittner mitgebrachten drei Geschiebeproben von Ustikolima in der Hercegovina lassen zwei mit dem Gesteine vom Wege zwischen Monastir Morački und Dragovica eine nahe Uebereinstimmung erkennen. In den Geschieben ist der Feldspath ganz zersetzt, hingegen sind frischer, fast farbloser Augit, der ja im benannten Gesteine vermuthet wurde, und Reste von grün gefärbtem und häufig mit Epidot erfülltem Glimmer, der dort ebenfalls vorkommt, vorhanden. Die dritte Probe ist mit dem Quarzdioritporphyrit vom Wege zwischen Kolašin und Stitarica geradezu identisch, nur ist die Grundmasse noch etwas dichter. Die letztere Localität liegt im Flussgebiete der Tara, Gesteinsstücke von derselben können also nach Usticolima gelangen. Der Fundort des andern Gesteines aber gehört dem Flussgebiete der Morača an, diese Diabasporphyrite dürften also vielleicht auch über die Wasserscheide in das Gebiet der Piva reichen. Das ist umso wahrscheinlicher, als gleich nordwestlich von Dragovica bei Timar, also im Zuflussgebiet der Piva, ältere Eruptivgesteine vorkommen, die sich räumlich demgemäss an die der obersten Morača zunächst anschliessen.

Bei der zweiten Gruppe zeichnet sich die Ausbildung der Grundmasse durch das Vorherrschen der leistchenförmigen Feldspathkryställchen, der porphyrischen Feldspathe als Mikrotin und der reichlich auftretenden Glaseinschlüsse aus; sie erinnern lebhaft an Andesite.

In dem Gestein vom Nordfusse des Dormitor (siehe Seite 27, vielleicht eine Nuance jünger als die vorbeschriebenen) gleicht die graue Grundmasse sehr gewissen Andesiten, wie sie z. B. in der Gegend von Schemnitz zwischen dem unteren Hodritscher- und Reichauer-Thale anstehen. Plagioklaskrystalle bis zu 2 Millimeter und substantiell nun ganz veränderte lange Säulen — sie gehörten sehr wahrscheinlich dem Augit an — sind die porphyrischen Einsprenglinge. Unter dem Mikroskop erscheint die Grundmasse verhältnissmässig frisch, sie besteht fast nur aus Feldspathleistchen. Wie schon erwähnt, sind die grösseren Plagioklase glasig, reich an zonal, seltener central angeordneten Grundmasse-Einschlüssen. Dieselbe ist innerhalb der frischen Feldspathe weit mehr umgewandelt, als ausserhalb derselben. Einzelne Krystalle sind ausserordentlich reich an Glaseinschlüssen. In Schliffen lässt sich auch in einer Probe (in einer zweiten nicht) die Anwesenheit von primären kleinen Quarzkörnchen erkennen, die Poren und Glaseinschlüsse enthalten. Sehr selten sind Spuren unzersetzten Augites in den langen Säulen vorhanden, die mitunter in Querschnitten den Augitwinkel aufweisen. Andere möchte ich für Pseudomorphosen nach Hornblende halten, ohne hiefür einen directen Beweis erbringen zu können. Erfüllt sind diese und erstere mit Calcit und mit prächtigen Delessitaggregaten; an den

Rändern erscheinen, wie fast immer in derlei Fällen, reichlich Erzpartien. Diese Gesteine wären theils den Quarzdiabasporphyriten, theils den Diabasporphyriten zuzuzählen.

Ein Vorkommen vom Wege von Kolasin nach Stitarica wurde bereits bei der ersten Gruppe beschrieben und zu den Quarzdioritporphyriten gestellt. Ein zweites (siehe Seite 18) gehört den quarzführenden Diabasporphyriten zu. Es erscheint im Handstücke graugrün, fast dicht, ohne alle porphyrischen Einsprenglinge, in Schliffen werden etwas grössere, total zersetzte Feldspäthe sichtbar. Sie enthalten farblose und diese wieder bräunliche, oft mit mehreren Bläschen ausgerüstete Glaseinschlüsse. Ein deutlich geschichtetes Gestein gleicher Localität und ähnlicher Zusammensetzung ist vielleicht ein Tuff.

Vom Kloster Piva liegt nebst dem erwähnten Olivindiabas auch ein quarzfreier Diabasporphyrit (siehe Seite 35) vor. Er erscheint als ein graues, kleinporphyrisches Gestein, aus dem sich eine reichliche Menge Feldspathkryställchen von ganz ausgezeichnet glasigem Habitus hervorheben, sie überschreiten selten 1 Millimeter Länge. Im polarisirten Lichte lässt sich fast ausnahmslos polysynthetische Zwillingsbildung erkennen. Einzelne sind reich an Glaseinschlüssen, auch Apatitkryställchen treten auf. Der an Menge und Grösse in zweiter Linie rangierende Augit ist in seinen erhaltenen Resten fast farblos. Eine zweite Probe der gleichen Localität scheint klastisch, vielleicht ein Tuff zu sein, die schon weit vorgeschrittene Zersetzung erlaubt keine sichere Bestimmung.

Proben aus den Geschieben von Andriejewica sind in der Zersetzung schon sehr weit vorgeschritten; sie bieten deshalb einiges Interesse, weil sie hie und da Titaneisen und dessen Umwandlungsproducte führen, ein Mineral, das in allen anderen vorliegenden Gesteinen fehlt. Ein Stück besitzt eine ziemliche Aehnlichkeit mit dem ebenfalls stark zersetzten Diabasporphyrit von Cajnica[1]) — der einzige Fall einer solchen, zwischen allen dort und hier beschriebenen Gesteinen. Es ist ja allgemein bekannt, dass der Wechsel in der Ausbildungsweise gerade in den hier bezeichneten Gruppen ein sehr grosser ist, und sehen sich häufig Varietäten, die räumlich nahe bei einander vorkommen, nicht ähnlich, haben aber häufig scheinbar nebensächliche Eigenthümlichkeiten, die ihre nahe Verwandtschaft gut erkennen lassen. So weit der meist sehr vorgeschrittene Veränderungsprocess der vorliegenden Proben aus beiden Gebieten noch Schlüsse erlaubt, fehlen hier, mit Ausnahme des erwähnten Falles, sowohl äussere als unter dem Mikroskop hervortretende Kennzeichen, die eine nähere Zusammengehörigkeit der in eine Gruppe gehörigen Gesteine erkennen lassen würden.

In der Nähe der Porphyre kommt bei Limljani (Nordabhang des Suturman-Passes, siehe Seite 61) ein graues, fast dichtes Gestein mit sehr kleinen Feldspathkryställchen vor. In Schliffen lässt es sich als frisch erkennen, es besitzt eine Glasbasis, in der Feldspathleistchen, Augit und vorwiegend Magnetitkryställchen sehr dicht aneinander

---

[1]) V. John: Ueber krystall. Gesteine Bosniens und der Hercegovina. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, 30. Bd., S. 442.

gedrängt sind. Aus wenigen Zwillingslamellen bestehende Plagioklase und ein nahezu farbloser Augit bilden die Einsprenglinge. Der letztere liefert ein faseriges Zersetzungsproduct. Das ganze Gestein macht mit den zahlreichen Schlackeneinschlüssen im Feldspath und Augit den entschiedenen Eindruck eines jüngeren Gesteines, und so möchte ich dasselbe zu den Augit-Andesiten stellen. Es hat bedeutende Aehnlichkeit mit jenem von Kolowrato bei Schemnitz.

Die nachfolgende Zusammenstellung gibt ein Bild über die vorhandenen Gesteinsarten und über ihre geographische Verbreitung.

Orthoklasgesteine.

Quarzfreie Porphyre:	Sutoniči bei Virpazar.
	Bukowik bei Virpazar.
Quarzporphyre:	Sutoniči bei Virpazar.
	Starasello im Gracanicathale.
	Bresno.

Plagioklasgesteine.

Olivindiabas:	Kloster Piva.
Diabasporphyrit:	Kloster Piva.
	Nordfuss des Dormitor.
	Geschiebe von Andriejewica.
Quarzdiabasporphyrit	vom Wege zwischen Monastir und Dragovica.
	Nordfuss des Dormitor.
	Weg von Kolasin nach Stitarica.
Quarzdioritporphyrit:	Weg von Kolasin nach Stitarica.
Augitandesit:	Limljani, Nordabhang des Suturman-Passes.

Es muss unwillkürlich auffallen, dass fast alle Gesteine augitführend sind und so häufig zur Combination Feldspath-Augit, Quarz hinzutritt. Hornblende, Glimmer und Olivin sind sehr selten. Wie aus einer geographischen Zusammenstellung hervorgeht, ist das Vorkommen der Porphyre von dem der Porphyrite streng geschieden, die ersteren beschränken sich auf den Süden, auf die Gegend zwischen dem Skutari-See und der Küste, und kommen ausserdem nur noch in Spuren in dem centraleren Theile des Landes vor, während die letzteren auf den östlichen und nördlichen Theil beschränkt sind. Der Augit-Andesit von Limljani schliesst sich in seinem Vorkommen den Porphyren von Sutoniči und Bukowik an.

Inhalt.

Ueber ältere Eruptivgesteine Persiens.

Von C. v. John.

Gelegentlich eines mehrjährigen Aufenthaltes in Persien wurden bei der geologischen Durchforschung dieses Landes von Herrn Dr. E. Tietze zahlreiche Eruptivgesteine gesammelt. Ein Theil derselben, und zwar die jüngeren Eruptivgesteine, vornehmlich Trachyte und Andesite wurden von Herrn J. Blaas zur Bearbeitung übernommen, und hat derselbe schon die Resultate seiner Untersuchungen veröffentlicht [1].

Die älteren Eruptivgesteine, die weitaus zum grössten Theile aus dem Albursgebirge stammen und hauptsächlich Plagioklas-Augitgesteine sind, wurden von mir näher untersucht, und lege ich im Folgenden die Ergebnisse, die sich hiebei herausstellten, nieder. Die vorliegende Arbeit soll im Wesentlichen eine Bereicherung der Kenntnisse des erst in neuerer Zeit geologisch durch die Arbeiten Herrn Dr. E. Tietze's etwas besser bekannten Landes geben.

Aus der älteren Literatur über Persien ist besonders das Werk von Dr. C. Grewingk [2]) zu erwähnen, in welchem ziemlich viele Daten über das Vorkommen von Eruptivgesteinen enthalten sind. Die in diesem Aufsatze erwähnten Eruptivgesteine, die grösstentheils aus dem nördlichen, mehr gegen Kaukasien gelegenen Theile Persiens stammen, sind, soweit die gegebene Beschreibung erkennen lässt, den hier vorliegenden Gesteinen ähnlich. Berücksichtigen wir nur die älteren Eruptivgesteine, so finden sich Granite, rothe Porphyre, Felsitporphyre, Diorite, Dioritporphyre, Diabasporphyre und Melaphyre erwähnt. Die Bestimmung der einzelnen Gesteinsvarietäten geschah in den meisten Fällen nur nach dem Aussehen, und es ist deshalb nicht möglich, die mir vorliegenden Gesteine mit denselben zu vergleichen oder theilweise zu identificiren.

---

[1]) J. Blaas, Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. Mineralog. und petrograph. Mittheil. von G. Tschermak. Neue Folge. III. Bd. 1881, pag. 457—503.

[2]) Dr. C. Grewingk, Die geognostischen und orographischen Verhältnisse des nördlichen Persiens. St. Petersburg 1853.

Aus diesem Grunde habe ich bei meiner Beschreibung nicht näher auf diese erwähnten Gesteine Rücksicht genommen.

Wer sich aber dereinst für die Verbreitungsverhältnisse der Eruptivbildungen in Iran näher interessiren will, wird immerhin gut thun, auch die von Grewingk gemachten Angaben hier zu vergleichen.

Es wurden die Beschreibungen der einzelnen Gesteine und Gesteinstypen möglichst kurz und prägnant gegeben, da im vorliegenden Fall die Bestimmung der einzelnen Gesteine die Hauptsache war.

Bei der Anordnung des ganzen Stoffes wurde von petrographischen Principien ausgegangen und die Gesteine erst innerhalb der einzelnen petrographischen Gruppen nach Localitäten geordnet. Hiebei wurde in der Art vorgegangen, dass immer zuerst die Gesteine des Alburs beschrieben wurden und zwar von Westen nach Osten vorschreitend und erst hierauf diejenigen, die südlich von dem Alburs herstammen und die kurz zusammengefasst als aus Centralpersien stammend bezeichnet wurden.

Es ergaben sich so folgende Gruppen nach der geographischen Vertheilung der Gesteine, die in der in der nachfolgend gegebenen Uebersicht herrschenden Aufeinanderfolge bei den einzelnen petrographischen Gruppen der Gesteine eingehalten wurden:

Westlicher Alburs bis zum Fluss Talkhan,

Mittlerer Alburs {
- Flussgebiet des Tschalus,
- Flussgebiet des Keretsch,
- Gebiet des Schemirangebirges,
- Flussgebiet des Dschedscherud,
- Umgebung von Mumetsch am Delitschai,
- Umgebung von Firuskuh und
- Flussgebiet des Talar.

Oestlicher Alburs.
Centralpersien.

Granit.

Nur von einer einzigen Localität liegt mir ein Handstück von Granit vor, das aus den grossen Blöcken von Hassan Kaif bei Kelardescht im Tschalusgebiet stammt.

Ueber die Art des Vorkommens jener Blöcke, welche möglicherweise durch Glacialwirkungen von der Höhe des Tacht i Soleiman her an ihre gegenwärtige Fundstelle transportirt wurden, hat sich Tietze in seinem Aufsatz über einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nord-Persien (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 114) näher geäussert.

Es ist das in Rede stehende Gestein ein Granitit im Sinne Rosenbusch's, welcher schwach rothbraun gefärbten Feldspath, ziemlich viel Quarz und schwarzbraunen Biotit führt, der in Anhäufungen einzelner Blättchen in nicht bedeutender Menge im Gestein vertheilt ist. Die einzelnen Bestandtheile zeigen die gewöhnliche Beschaffenheit derselben in Graniten. Der Orthoklas, sowie der Plagioklas erscheint im Schliff grau getrübt, es lassen sich jedoch beide mit Sicherheit neben einander bestimmen. Ersterer ist in weitaus überwiegender Menge vor-

handen. Der Quarz ist in Körnern entwickelt und zeigt zahllose Flüssigkeitseinschlüsse, welche neben einer Libelle hie und da ein, sehr selten auch mehrere kleine Kryställchen in Würfelform, die eine schwachgrünliche Farbe zeigen, enthalten. Der Quarz umschliesst auch hie und da Einschlüsse von sehr schön ausgebildeten, kleinen rothbraunen Eisenglanztäfelchen. Der Biotit erscheint in Aggregaten einzelner Blättchen, die in Längsschnitten sehr fein gestreift sind und sehr lebhaften Dichroismus zwischen gelbbraun und fast schwarz zeigen. Der Biotit ist in verhältnissmässig nicht bedeutender Menge vorhanden. Kaliglimmer und Hornblende wurden im Schliff nicht gefunden, so dass man das vorliegende Gestein als Granitit bezeichnen muss.

Tietze (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1877, pag. 387) glaubt übrigens aus gewissen Anzeichen schliessen zu dürfen, dass am Tacht i Soleiman auch ein Granit mit sehr grossblättrigem, in dünnen Scheiben spaltbarem Glimmer vorkomme, woraus sich in Verbindung mit der Auffindung des soeben beschriebenen Gesteins für ihn die Vermuthung ergibt, dass an jenem Berge, dem zweithöchsten der Alburskette, sich ein Kern altkrystallinischer Gesteine befinde.

Syenit.

Auch von diesem Gesteine stand mir nur ein Handstück zur Verfügung, welches als Geschiebe in der Gegend bei Aliabad vorkam.

Tietze schreibt darüber (Jahrb. 1877, pag. 387): „Ich entdeckte einige Meilen östlich von der Mündung des Tschalus am Meeresstrande noch ein ziemlich grosses Geschiebe eines schönen Syenits. Es wäre also möglich, dass in den Bergen der Nordseite des Alburs, die zunächst östlich der Tschaluslinie gelegen sind, noch eine räumlich beschränkte Partie jenes Gesteins vorkäme.“

Dasselbe ist ziemlich grobkörnig und besteht grösstentheils aus Orthoklas und Hornblende, zu denen sich in geringerer Menge etwas Plagioklas, Magnesiaglimmer und etwas Quarz gesellen. Die Menge des Orthoklas ist, wie man im Schliffe deutlich sieht, bedeutend überwiegend über die des Plagioklas, andererseits ist so wenig Quarz nur in einzelnen Körnern vorhanden, dass man dieses Gestein wohl zu den Syeniten rechnen kann. Die einzelnen Bestandtheile zeigen die gewöhnliche Ausbildung in den granitischen Gesteinen.

Die Hornblende bildet grosse, einem Individuum angehörende unregelmässig begrenzte Partien von dunkelbrauner Farbe, besitzt lebhaften Pleochroismus und zeigt sehr deutlich die Hornblendespaltbarkeit, wodurch sie sich von dem mit ihr oft verwachsenen Biotit unterscheidet, der in Längsschnitten parallele Streifung zeigt und meist etwas lichter gefärbt ist.

Tonalit.

Südlich von Kuhrud, am Wege von Teheran nach Isfahan, kommt ein schon äusserlich dem typischen Tonalit vom Monte Adamello

ähnliches Gestein vor, das sich auch bei der Untersuchung im Dünnschliffe als solcher herausstellte. Es zeigt sich, dass in demselben die Menge des Plagioklases über die des Orthoklases überwiegend ist, und dass man daher dieses Gestein zu den Quarzdioriten rechnen muss. Die Hornblende ist an frischen Stellen von brauner Farbe und stark pleochroitisch, sie ist jedoch meist in ein chloritisches, grünes, schwach dichroitisches Zersetzungsproduct verwandelt, und nur in der Mitte ehemaliger grösserer Hornblendesäulchen befindet sich ein frischer Kern. Der Biotit ist in etwas grösserer Menge vorhanden, als die Hornblende, ist ebenfalls in ein grünes, blättrigschuppiges, chloritisches Mineral verwandelt und zeigt an frischen Stellen parallele Streifung und lebhaften Dichroismus. Der Quarz bildet unregelmässig begrenzte Körner, die zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse führen, welche sehr häufig neben einer Libelle ein oder in selteneren Fällen auch mehrere kubische Kryställchen, die im Schliff schwach grünlich gefärbt erscheinen, enthalten.

Das fragliche Gestein ist jenem Gebirge entnommen, von dem es bei Tietze (Jahrb. 1877, pag. 407) heisst, sein innerster Kern bestehe aus einem Granit mit stellenweise riesigen Glimmerblättchen, welcher an vielen Punkten auch syenitisch werde und sowohl nördlich als südlich von älteren Trappgesteinen umgeben sei. Doch lag in der mir übergebenen Aufsammlung ein echter Granit von Kuhrud nicht vor.

Porphyr.

Aus der Umgebung von Derike bei Teheran im Schemirangebirge lagen mir Handstücke eines rothen Porphyrs vor, die meist vollkommen zersetzt sind. Ein einziges Handstück war noch ziemlich frisch und zeigte in einer lichtroth gefärbten Grundmasse ziemlich viel Feldspath ausgeschieden. Im Dünnschliff zeigt dieser Feldspath theils einfache Krystalle, theils Karlsbader Zwillinge, theils polysynthetisch zusammengesetzte Krystalldnrchschnitte. Er dürfte daher theils Orthoklas, theils Plagioklas sein, wofür auch die chemische Zusammensetzung dieses Gesteines spricht. Die Grundmasse erscheint im Dünnschliff als eine farblose, durch zahlreiche graue Pünktchen wolkig getrübte Masse, die kryptokrystallin entwickelt ist, indem sie zwischen gekreuzten Nicols aus einzelnen unregelmässig begrenzten Partien, die bei der Drehung des Objectes abwechselnd licht und dunkel werden oder auch schwache Polarisationsfarben zeigen, besteht. Hie und da ist in der Grundmasse auch Quarz in kleinen Körnern vorhanden. Derselbe erscheint auch in einzelnen grösseren Anhäufungen unregelmässig begrenzter Körner, bildet jedoch nie Krystalle.

Dieses Gestein würde seiner ganzen Ausbildung und auch seinem äussern Aussehen nach am ehesten in die Trachytfamilie zu rechnen sein; da dasselbe jedoch ein älteres Gestein ist, so muss man es, obschon der Gehalt an Plagioklas ein sehr bedeutender ist, wohl zu den Porphyren rechnen.

Eine chemische Analyse, die Herr E. Drasche durchführte, ergab folgende Resultate:

SiO_2	74·87	Proc.
Al_2O_3	14·23	„
Fe_2O_3	1·75	„
CaO	1·99	„
MgO	1·16	„
K_2O	2·35	„
Na_2O	3·03	„
Glühverlust	1·60	„
Summe	100·98	

Aus dieser Analyse kann man schliessen, dass dieses Gestein mehr Plagioklas als Orthoklas enthält, und dass die Grundmasse wohl vornehmlich ein Gemenge von Feldspath mit Quarz darstellen dürfte.

Das beschriebene Gestein tritt in enger örtlicher Verknüpfung mit den von Tietze (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1879, pag. 631) erwähnten, durch ihre Verbindung mit Kupfererzlagerstätten ausgezeichneten diabasischen Grünsteinen auf. Die letzteren sind wiederum einem Schichtencomplex untergeordnet, der die sogenannten „grünen Schichten" des Alburs direct unterteuft.

Diorit.

Auf der Passhöhe zwischen Kuhrud und Soh kommt ein Diorit vor, der ein feinkörniges Gemenge von Feldspath mit kleinen Hornblendesäulchen darstellt. Im Dünnschliff erscheint dieses Gestein rein körnig und besteht zur grössten Menge aus Plagioklas, der jedoch nicht in schönen Krystalldurchschnitten entwickelt ist, sondern zahlreiche, grössere, deutliche Streifung zeigende Körner darstellt. Die Hornblende bildet terminal schlecht begrenzte Säulchen, die zum grössten Theil in Chlorit verwandelt sind, so dass nur in der Mitte noch frische Hornblende ersichtlich ist, die im Schliff in brauner Farbe erscheint, deutlich die Hornblendespaltbarkeit zeigt und stark pleochroitisch ist. Ausser diesen beiden Hauptgemengtheilen ist im Schliff noch Titaneisen vorhanden, welches theils in Körnern, theils auch in hexagonalen Durchschnitten ersichtlich ist. Dasselbe ist oft in die als Leukoxen bezeichneten Zersetzungsproducte verwandelt. Ausnahmsweise führen diese Diorite auch Turmalin, der jedoch immer nur vereinzelt in fächerförmig angeordneten Säulchenaggregaten im Schliff erscheint.

Das Gestein gehört sammt dem nunmehr zu beschreibenden Glimmerporphyrit von Džiwenun zu der Umhüllungsmasse des Tonalit- und Granitstockes von Kuhrud zwischen Teheran und Isfahan.

Glimmerporphyrit.

Das einzige Gestein, welches in diese Gruppe gehört, ist das von Džiwenun bei Kuhrud. Dasselbe ist jedoch leider so zersetzt, dass sich über die Grundmasse desselben kaum mehr etwas Näheres

sagen lässt. Es stellt ein Gestein vor, das in einer dunkelbraunen, dichten Grundmasse zahlreiche Biotitblättchen ausgeschieden enthält. Im Schliff erscheint die Grundmasse als eine durch zahlreiche graue Körnchen und Eisenoxydulpartikelchen durchsetzte, Aggregatpolarisation zeigende Masse, die keinen Schluss auf die frühere Beschaffenheit derselben gestattet. Der ausgeschiedene Biotit ist auch nicht mehr frisch, sondern durch opake Körnchen und Säulchen getrübt und enthält parallel seiner basischen Spaltbarkeit kleine Linsen von Calcit eingeschaltet.

Eine Breccie, welche vom Südabfall des Tacht i Ali bei Aminabad, westlich von Firuskuh im Albursgebirge, also von einer Localität herstammt, welche von dem im centralen Theile Persiens befindlichen Kuhrud - Gebirge sehr weit entfernt liegt, ist zusammengesetzt aus eckigen Bruchstücken, die theils dem vorbeschriebenen Gestein sehr ähnlich sind, theils einem Glimmerdiorit angehören und durch eine Calcitbindemasse mit einander verkittet erscheinen.

Diabase.

Die Diabase, im Zusammenhang mit den später zu beschreibenden Diabasporphyriten und Melaphyren, bilden weitaus die Hauptmasse der älteren persischen Eruptivgesteine. Zu den Diabasen wurden hier rein körnige Augit-Plagioklasgesteine gerechnet, bei denen kein Bestandtheil, weder maskroskopisch noch miskroskopisch, porphyrisch hervortrat; während diejenigen Augit-Plagioklasgesteine, bei denen eine, wenn auch krypto- oder mikrokrystalline Grundmasse vorhanden war, zu den Diabasporphyriten oder, wenn auch noch Olivin auftrat, zu den Melaphyren gerechnet wurden.

Die Diabase Persiens zeichnen sich durch keine besonderen Eigenthümlichkeiten von anderen bekannten Vorkommen aus. Sie bestehen im Wesentlichen aus Plagioklas und monoklinem Augit, zu denen sich als nie fehlende Bestandtheile in wechselnder Menge Chlorit, titanhältiges Erz und Apatit gesellen. Accessorisch treten noch auf: Calcit, Epidot, Quarz und Pyrit.

Die Korngrösse der einzelnen Bestandtheile schwankt zwischen ziemlich grobkörniger Ausbildung, wobei die einzelnen Kryställchen oder Körner 4—5 Mm. lang sind, bis zur feinkörnigen, wobei dann die Gesteine ein fast aphanitisches Aussehen erhalten.

Der Plagioklas erscheint fast immer in Form von Leisten, hat also wenigstens seitlich scharfe krystallographische Begrenzung, während die terminale Ausbildung seltener gut entwickelt ist. Er ist bei dem fast immer schlechten Erhaltungszustand der Gesteine stark zersetzt und zeigt deshalb oft nur undeutlich erkennbare polysynthetische Zwillingszusammensetzung.

Derselbe ist in den meisten Fällen durch zahlreiche kleine graue Körnchen getrübt, ähnlich wie dies bei der Kaolinisirung des Orthoklas der Fall ist. Oft ist diese Trübung so bedeutend, dass in etwas dickeren Dünnschliffen der Feldspath ganz undurchsichtig wird. In den meisten Fällen jedoch kann man, wie schon oben gesagt, wenn

die Trübung nicht zu stark ist, mit vollkommener Sicherheit im polarisirten Licht die einzelnen Zwillingslamellen nachweisen. Der Plagioklas enthält, wie man an einzelnen weniger zersetzten Stellen deutlich sehen kann, zahlreiche Glaseinschlüsse, die jedoch theilweise entglast sind und als Devitrificationsproducte ein oder mehrere opake Körnchen enthalten.

Diese Glaseinschlüsse sind theilweise regellos in den Feldspathen vertheilt, theilweise zonal angeordnet und erscheinen dann in einzelnen Reihen parallel der Längsaxe verlaufend. Die Menge des Plagioklas im Verhältniss zu den anderen Bestandtheilen ist eine wechselnde, aber immer überwiegt derselbe den Augit und bildet immer die Hauptmasse der Gesteine.

Neben Plagioklas scheint in diesen Gesteinen immer auch noch der Orthoklas vorzukommen. Bei der schlechten Erhaltung der Feldspäthe war jedoch in den seltensten Fällen ein bestimmter Nachweis desselben möglich, nur in einem Diabase von Bina im Keretschthal konnte derselbe neben Plagioklas nachgewiesen werden. Der Orthoklas zeigt da dieselbe Ausbildungsform wie der Plagioklas und ist auch an den meisten Stellen durch kleine graue Körnchen getrübt.

Der zweite Hauptbestandtheil, der monokline Augit, ist in diesen Gesteinen sehr verschiedenartig ausgebildet. Er bildet oft schöne, häufig zonal gebaute Krystalle, die im Schliff meist eine licht violettbraune Farbe zeigen. Diese Krystalle enthalten zahlreiche Glaseinschlüsse, die als Entglasungsproducte ein oder mehrere opake Körnchen einschliessen. In andern Diabasvarietäten bildet er einzelne Körner oder Körneraggregate von derselben Farbe. Der Pleochroismus ist trotz der oft sehr intensiven Färbung nur ein sehr geringer. In anderen Gesteinen ist der Augit im Schliff von licht weingelber Farbe und enthält dann sehr wenige oder sogar keine Einschlüsse. Dieser lichte Augit bildet fast nie Krystalle, sondern ist nur in Form mehr oder weniger abgerundeter Körner oder als Ausfüllung zwischen den einzelnen Plagioklasen entwickelt. In einigen Gesteinen, die bei der Einzelbeschreibung erwähnt werden, besitzt der Augit neben der gewöhnlichen prismatischen eine deutlich hervortretende, durch zahlreiche, parallel angeordnete Einschlüsse, die opake Körnchen oder Nädelchen darstellen, bedingte scheinbare Spaltbarkeit, so dass er einen diallagartigen Habitus erhält, wodurch diese Gesteine, da sie überdies noch ziemlich grobkörnig entwickelt sind, einen gabbroartigen Charakter erhalten.

Die verschieden gefärbten Augite kommen in gewissen Gebieten Persiens mit ziemlicher Constanz vor, so dass sie für die Diabase verschiedener Gebiete charakteristisch sind. Dieselben werden bei der Beschreibung der einzelnen Diabase nochmals erwähnt werden. Im Allgemeinen ist der Augit dieser Gesteine sehr frisch, im Gegensatz zu den fast immer trüben Feldspäthen, nur in seltenen Fällen ist direct eine Umwandlung in ein grünes, schuppiges, chloritisches Mineral beobachtbar. Neben dem frischen Augit ist immer Chlorit vorhanden, ohne dass eine Umbildung von Augit in Chlorit, mit Ausnahme seltener Fälle, nachgewiesen werden könnte. Bei einigen schon sehr stark zersetzten Gesteinen ist keine Spur von Augit mehr zu beobachten. Dann ist jedoch immer sehr viel Chlorit vorhanden, man wird daher

nicht fehl gehen, wenn man sich denselben aus Augit entstanden vorstellt.

Die Auslöschungsschiefe des Augites ist bei allen erwähnten Varietäten eine bedeutende, sie steigt bis zu 42° gegen die Symmetrieebene.

Der Chlorit spielt in diesen Gesteinen, wie ja überhaupt bei fast allen Diabasen, eine ziemlich bedeutende Rolle. Derselbe bildet in den meisten Gesteinen kleine, grüne Schüppchen, die im ganzen Gestein regellos vertheilt sind. Häufig erscheint er auch in grösseren, zwischen den Feldspäthen sich einkeilenden Partien, die aus zahlreichen Schüppchen und Fäserchen bestehen, die jedoch erst im polarisirten Licht deutlich hervortreten. In einigen Fällen ist nachweisbar, dass sich derselbe aus dem in den Diabasen vorhandenen Augit gebildet hat, meist jedoch ist er neben frischem Augit vorhanden und lässt sich keine Umbildung nachweisen. Die Farbe des chloritischen Bestandtheiles ist meistens eine lichtgrüne, es kommen aber auch gelbbraune Farbentöne vor, in welchem Falle der Dichroismus ein ziemlich bedeutender ist.

Was die Menge anbelangt, in welcher er in den vorliegenden Gesteinen auftritt, so ist dieselbe eine sehr wechselnde. In manchen Gesteinen ist er in sehr untergeordneter Menge entwickelt, während er besonders in den zersetzten Diabasen eine oft sehr bedeutende Rolle spielt.

Ausser dem Chlorit erscheint in einigen wenigen Gesteinenauch noch Epidot, der immer in gelben kleinen Körnchen meist zusammen mit dem Chlorit vorkommt und wohl nur als secundäres Zersetzungsproduct aufzufassen ist.

Was das titanhältige Erz anbelangt, so bildet dasselbe immer unregelmässig begrenzte opake Partien und ist zum grössten Theile in graulichweissen Leukoxen umgewandelt. Da die Form des Erzes nicht unterscheiden lässt, ob man es mit Titaneisenerz oder titanhältigem Magnetit zu thun hat, so kann diese Unterscheidung nicht mit Sicherheit getroffen werden. Jedenfalls ist der Gehalt an Titan ein ziemlich bedeutender, wie eine Löthrohrprobe mit Sicherheit ergab, so dass man es höchst wahrscheinlich mit Titaneisenerz zu thun hat.

Der Apatit bildet in diesen Gesteinen die bekannten langen, durch die verschiedenen Bestandtheile des Diabases hindurchsetzenden Nadeln, die oft in sehr grosser Menge auftreten und keine besonderen Eigenthümlichkeiten zeigen.

Ausser diesen vorbeschriebenen Mineralien kommen noch accessorisch Calcit, Pyrit und Quarz in einigen Diabasen vor. Diese Mineralien sind aber nur bei der Zersetzung entstandene oder vielleicht infiltrirte secundäre Producte, haben also keine Wichtigkeit.

Bei der Zersetzung gehen die Diabase in graugrün gefärbte, fast wie Thon aussehende milde Gesteine über, die von zahlreichen Calcitadern durchsetzt sind und auch grössere Anhäufungen von Calcit enthalten. Andere wieder bilden ähnlich gefärbte, aber harte Gesteine, die aus einer Menge von unregelmässigen, Flüssigkeitseinschlüsse führenden Quarzkörnern bestehen, die durch eine im Schliff mit zahlreichen kleinen grauen Körnchen und Chloritpartikelchen durchsetzte Masse verbunden erscheinen.

Das Alter der persischen Diabase, sowie der später zu beschreibenden Melaphyre und Diabasporphyrite liess sich wohl noch nicht überall mit Sicherheit ermitteln. Doch ist Dr. Tietze der Meinung, dass dieselben theils der paläozoischen, vorwiegend jedoch der mesozoischen Zeit angehören.

Beschreibung einzelner Diabasvorkommen.

Aus dem Flussgebiete des Tschalus, und zwar zwischen der Vereinigung der beiden Hauptquellflüsse des Tschalus und dem Aufstieg auf den Hesortschem, nördlich von dem letzteren, liegen einige Diabase vor, die keinen Augit mehr enthalten, sondern in grosser Menge licht grasgrünen Chlorit führen. Neben demselben findet sich auch Epidot, der, in gelben Körnchen unregelmässig vertheilt, im Gestein vorkommt. Alle Bestandtheile, auch der Feldspath, zeigen eine unregelmässige Begrenzung und haben sich jedenfalls bei ihrer Ausbildung gegenseitig gehindert. Die Feldspäthe dieses Gesteines sind recht frisch und zeigen deutliche polysynthetische Zwillingszusammensetzung, sie enthalten zahlreiche kleine Einschlüsse von Chlorit und Epidot.

Aus demselben Gebiet ist ein Gestein vom Nordabhang des Siobische zu erwähnen, welches ein grobkörniges Gemenge von Feldspath und Augit darstellt. Im Dünnschliff sind die Feldspäthe scharf leistenförmig ausgebildet und enthalten kleine Einschlüsse eines grünen chloritischen Minerals. Der Augit hat einen diallagartigen Charakter, indem er parallel einer Richtung an vielen Stellen schwarze opake Nädelchen interponirt enthält.

An manchen Stellen ist der Augit ziemlich frei von Einschlüssen und zeigt dann eine licht weingelbe Farbe.

Bei der Zersetzung beginnt er zuerst der Längsrichtung parallel angeordnete Fäserchen zu bilden, ähnlich wie dies bei der Zersetzung des Augites zu Uralit der Fall ist. Allmälig werden diese Fasern immer dichter und bilden dichte, verworrenfaserige, von einzelnen Schüppchen durchsetzte, chloritische, gelbbraun gefärbte, im polarisirten Lichte Aggregatpolarisation zeigende Partien. Diese Partien schmiegen sich ebenso wie der noch frische Augit in ihrer Form vollständig an den krystallographisch scharf ausgebildeten Feldspath an und heben denselben deutlich aus der Masse des Gesteines hervor. Titaneisen kommt in grösseren, unregelmässig begrenzten Partien vor und ist zum grossen Theil in Leukoxen verwandelt.

Aus dem Flussgebiete des Keretsch sind eine Anzahl von Gesteinen zu erwähnen, die zu den Diabasen gehören. Im Allgemeinen sind dieselben sehr feldspathreiche Gesteine und enthalten nur in geringerer Menge Augit und ein grünes chloritisches Mineral. In vielen Fällen ist der Augit schon vollkommen zersetzt und sind keine Reste des ursprünglichen Augites vorhanden. In den Fällen, wo letzterer noch erhalten ist, erscheint er immer im Schliff in Körnerdurchschnitten von licht weingelber Farbe und ist ziemlich arm an Einschlüssen.

Am linken Lovraufer, gleich oberhalb Gertschiser, kommt ein Diabas vor, der ziemlich grobkörnig entwickelt ist. Derselbe stellt im

Schliff ein Gemenge von zahlreichen getrübten Plagioklasleisten, Körnern von sehr licht gefärbtem, nicht gerade zahlreiche Glaseinschlüsse, die theilweise unter Abscheidung opaker Körner entglast sind, enthaltendem Augit und etwas gelbgrünen, schwach dichroitischen Chlorit dar. Die Zersetzung des Augites in Chlorit ist in den Schliffen dieser Gesteine deutlich nachweisbar.

Tietze (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1879, pag. 582) erwähnt diesen Diabas ausdrücklich als in inniger Verbindung mit den vielfach aus Tuffen zusammengesetzten, sogenannten grünen Schichten stehend, welche daselbst am Kendewan-Passe von Liassandsteinen überlagert werden.

Ein sehr ähnliches Gestein ist das zwischen Warion und Chosenkaleh vorkommende. Dasselbe ist ebenfalls ziemlich grobkörnig, sehr feldspathreich und enthält neben Plagioklas in nicht geringer Menge Orthoklas, der verhältnissmässig frisch ist, ferner sehr frischen licht weingelben Augit, ziemlich wenig licht gelbgrünen Chlorit, verhältnissmässig viel Titaneisenerz und Apatit, welch letzterer oft in schönen hexagonalen Durchschnitten im Schliff ersichtlich ist.

Jenes häufigere Vorkommen von Orthoklas scheint wohl neben der Verkennung des Augits Herrn Tietze veranlasst zu haben, das genannte Gestein beim ersten Antreffen irrthümlich als Syenit anzusprechen. Nach der Angabe eben desselben würde unser Diabas im Liegenden von dunklen Kalken vorkommen, welche den paläozoischen Kalken des Alburs sehr ähnlich sehen, obschon sie gerade an den betreffenden Stellen Versteinerungen nicht geliefert haben.

Aehnlich diesen Gesteinen sind die Diabase, die im Keretschthal unterhalb Bina anstehen.

Eine etwas andere Ausbildung zeigt das Gestein von Purikan, bei welchem makroskopisch der Augit deutlicher hervortritt, so dass dasselbe einen Uebergang zu den später zu beschreibenden Diabasporphyriten bildet. Im Schliff treten die Augite deutlich hervor und bilden schöne, zonal gebaute Durchschnitte von licht gelbbrauner Farbe, die nicht gerade zahlreiche Glaseinschlüsse enthalten. Zwischen den einzelnen Augiten befindet sich eine aus zahlreichen scharf ausgebildeten Plagioklasleisten, etwas Chlorit und zahlreichen kleineren Körnern von Titaneisenerz bestehende Masse.

Die Diabase aus dem Schemirangebirge sind denen aus dem Keretschthale sehr ähnlich. Der Augit derselben ist von sehr lichter Farbe und enthält fast gar keine Einschlüsse.

Das Gestein von Derike, in dessen Umgebung die von Tietze (Jahrb. 1879, pag. 630) beschriebenen Kupfererze vorkommen, enthält neben viel stark zersetztem Feldspath vollkommen frischen Augit und sehr wenig gelbgrünen Chlorit. Demselben sehr ähnlich ist ein Gestein, welches als Geschiebe bei Aratsch gefunden wurde, ebenso der sehr stark zersetzte Diabas, der zwischen dem Tochtschal-Passe und Passgalae vorkommt und keine Reste von frischem Augit mehr enthält.

Die Diabase des Dschedscherudgebietes sind ebenfalls den vorbeschriebenen sehr ähnlich und unterscheiden sich von denselben höchstens durch den etwas dunkler gefärbten Augit. Ein an der Mündung der Rute in den Dschedscherud an dem linken Gehänge des

Rutethales vorkommender Diabas enthält Augit in grossen, im Schliff lichtbraun gefärbten Körnerdurchschnitten, die sehr deutliche prismatische Spaltbarkeit zeigen und oft wie zertrümmert aussehen, indem einzelne Spaltstückchen, besonders um die grösseren Körner herum, angehäuft erscheinen, aber auch sonst durch das ganze Gestein vertheilt sind. Der Feldspath dieser Gesteine ist ziemlich stark zersetzt und auch der Chlorit nicht von schöner grüner Farbe, sondern grau getrübt, ebenso ist das Titaneisen fast vollkommen in Leukoxen verwandelt.

Da nach Tietze's Angabe an der Mündung der Rute in den Dschedscherud alte rothe Sandsteine vorkommen, so spricht dies bei der grossen Nähe des Auftretens des erwähnten Diabases für ein höheres Alter des letzteren.

Aus diesem Gebiete liegen noch zwei Diabase vor, die jedoch vollständig zersetzt sind und keinen frischen Augit mehr enthalten; es sind dies Gesteine, die am rechten Ufer des Igelrud oberhalb des Dorfes Uschon und zwischen Nochschirin und Sagun am linken Ufer des Dschedscherud in der Nähe des Rutethales vorkommen.

Die Diabase von der Quelle Maschur östlich von Firuskuh schliessen sich ganz denen aus dem Dschedscherudgebiete an. Der Augit ist fast vollständig in ein chloritisches Mineral verwandelt. An einem dieser Gesteine wurde von mir eine chemische Analyse vorgenommen, die folgende Resultate ergab:

SiO_2 · · · ·	48·31	Proc.
Al_2O_3 · · · ·	18·51	„
Fe_2O_3 · · · ·	14·53	„
CaO · · · ·	5·40	„
MgO · · · ·	4·45	„
K_2O · · · ·	1·82	„
Na_2O · · · ·	3·42	„
Glühverlust ·	3·88	„
Summe · · ·	100·32	

Ein ähnliches Gestein ist das von Mumetsch am Deliflusse, das aber vollständig zersetzt ist und neben trübem Plagioklas nur Chlorit und zersetztes Titaneisenerz enthält. Nach Tietze tritt dieser Diabas inmitten paläozoischer Kalke und alter rother Sandsteine auf (Jahrb. 1879, Dr. Tietze: Mineralreichthümer Persiens, pag. 620).

Die Diabase des östlichen Alburs unterscheiden sich von den bisher beschriebenen durch den im Schliff rothbraun gefärbten Augit, der meist in Form unregelmässig begrenzter rundlicher oder auch nach einer Richtung in die Länge gezogener Körner oder auch als Ausfüllung zwischen den einzelnen Feldspathleisten in diesen Gesteinen auftritt.

In vielen mir von diesem Gebiete vorliegenden Diabasen ist übrigens wegen weit vorgeschrittener Zersetzung kein frischer Augit mehr nachweisbar, besonders in den feinkörnigen Varietäten.

Ein grobkörniger Diabas ist der inmitten altpaläozoischer Schiefer zwischen Sioret und Asterabad auftretende. Derselbe zeigt im Schliff zahlreiche grosse, trübe Plagioklasleisten und enthält den oben besprochenen rothbraunen Augit. Letzterer ist zum geringen Theil in Chlorit

verwandelt, und zwar zeigen die Augite oft am Rande zahlreiche grüne Fäserchen, die kaum als etwas Anderes gedeutet werden können. Im ganzen Gestein ist nur wenig Chlorit in Form von kleinen Faserbündeln und Schuppen von lichtgrüner Farbe vertheilt. Ein anderes Gestein, welches als Geschiebe in einem Bach östlich von Kurdmahalleh gefunden wurde, und welches jedenfalls an der Zusammensetzung des Gebirges zwischen Aschref und Asterabad theilnimmt, ist dem vorbeschriebenen sehr ähnlich und nur feiner körnig entwickelt. Der ebenfalls im Schliff rothbraune Augit bildet meist langgestreckte Körnerdurchschnitte und ist nur zum geringen Theil in Chlorit verwandelt.

Die anderen Diabase dieses Gebietes, die mir zur Untersuchung vorlagen, sind feinkörnig, sehen oft aphanitisch aus und sind leider zersetzt, so dass sich über dieselben nichts mehr sagen lässt, da dieselben keine frischen Augite mehr führen. Sie enthalten alle sehr viel grünen Chlorit neben trübem Feldspath und stark zersetztem Titaneisenerz. In diese Gruppe gehören die Diabase von Chokisefid bei Tasch, von der Quelle Robatisefid, von Suturuwar unweit des Dschilin-Bilinpasses, sowie Diabase von den zwei schon oben erwähnten Localitäten, nämlich zwischen Sioret und Asterabad, und ein Bachgeschiebe östlich von Kurdmahalleh.

Die Gesteine von Chokisefid, Robatisefid und von Suturuwar sind, nach der Meinung Tietze's, jedenfalls älter als die kohlenführende Liasformation des Alburs. Sie dürften zwischen dieser und den theils zum Devon-, theils zum Kohlenkalk gerechneten versteinerungsreichen Schichten jenes Gebietes ihren Platz einnehmen.

Olivindiabase.

Dieselben kommen in weit geringerer Menge vor als die eigentlichen Diabase und scheinen auch, soweit die mir vorliegenden Gesteinsproben zu schliessen erlauben, vornehmlich an gewisse Gebiete, speciell den westlichen Alburs gebunden zu sein. Nur ausnahmsweise befindet sich unter den zahlreichen mir vorliegenden Diabasen aus den anderen Gebieten ein einzelnes Handstück eines Olivindiabases aus dem übrigens auch schon ziemlich westlich gelegenen Tschalusgebiete, während andererseits die Diabase des westlichen Alburs sich alle als Olivindiabase herausstellen.

Es ist übrigens immerhin möglich, dass sich besonders unter den zersetzteren Diabasen Gesteine vorfinden, die zu den Olivindiabasen zu rechnen sind. Hier wurden zu letzteren nur jene gerechnet, bei denen sich der Olivin mit einiger Sicherheit nachweisen liess.

Leider ist in allen vorliegenden Gesteinen der Olivin nicht mehr in unzersetztem Zustande zu finden, sondern derselbe ist in eine grüne, faserige, serpentinartige Substanz verwandelt. Die Form der Durchschnitte, die Art der Zersetzung, die zahlreichen schwarzen Erzpartien, die, unregelmässig in Schnüren vertheilt, die bei der Zersetzung des Olivins so häufig auftretende Maschenstructur bedingen, und endlich das Zusammenvorkommen dieser Gesteine mit typischen Melaphyren, in denen frischer Olivin nachweisbar ist, lassen keinen Zweifel darüber

herrschen, dass Olivin einen Bestandtheil dieser Gesteine im frischen Zustande gebildet haben muss, und dass man es hier also wirklich mit Olivindiabasen zu thun hat. Die anderen Bestandtheile sind im Allgemeinen viel frischer und auch krystallographisch viel schärfer ausgebildet, als in den gewöhnlichen Diabasen.

Der Plagioklas erscheint immer in Form von Leistchen, die verhältnissmässig frisch sind und deutliche, feine polysynthetische Zwillingszusammensetzung zeigen; dieselben enthalten häufig Schlackeneinschlüsse.

Der Augit erscheint meist in grösseren, schön ausgebildeten Krystallen, die im Dünnschliff häufig einen zonalen Bau erkennen lassen.

Im Schliff ist die Farbe desselben meist eine lichtbraune, seltener eine weingelbe. In allen Fällen enthält er zahlreiche Einschlüsse von Glas, das unter Abscheidung einzelner oder auch zahlreicher opaker Körnchen entglast ist. Bei den zonal gebauten Krystallen ist eine, wenn auch nicht sehr scharf ausgesprochene Anordnung der Glaseinschlüsse entsprechend den Zonen des Krystalls zu bemerken. In einigen Gesteinen kommt der Augit ausser in den vorstehend besprochenen schönen Krystallen auch noch in Körnern durch das ganze Gestein vertheilt vor.

Chloritische Bestandtheile spielen in diesen Gesteinen eine sehr untergeordnete Rolle. Hie und da zeigt der Augit eine Umsetzung in ein grünes chloritisches Mineral, oder sind einzelne grün oder gelbgrün gefärbte Schüppchen oder Faseraggregate durch das ganze Gestein vertheilt; nie aber ist die Menge des Chlorites auch nur annähernd so gross wie die des Augites.

Der Olivin zeigt die schon oben erwähnte Beschaffenheit. Er ist nirgends mehr unzersetzt vorhanden, sondern ist in eine von Erzpartien durchzogene serpentinartige grüne Masse verwandelt. In dünnen Schliffen ist das Erz rothbraun durchsichtig und dürfte daher wohl Eisenoxyd oder Eisenoxydhydrat sein. Bei weiterer Zersetzung geht die grüne Farbe dieser Pseudomorphosen in eine rothbraune über.

Was das Erz anbelangt, so scheint dasselbe nicht Titaneisenerz, sondern Magnetit zu sein, da dasselbe oft von einem Hof von rothbraunem Eisenoxyd umgeben ist und nirgends die bei den gewöhnlichen Diabasen erwähnten grauen, trüben Zersetzungsproducte (Leukoxen) zeigt.

Apatit kommt ebenso wie in den Diabasen, jedoch in geringerer Menge vor.

Beschreibung einzelner Vorkommen.

Aus dem Tschalusgebiete liegt nur ein Olivindiabas vor, und zwar steht derselbe an der Gasteigerstrasse oberhalb Tohil an. Derselbe zeigt im Schliff nur seltener schön ausgebildete Krystalle von Augit, meist ist derselbe in kleinen unregelmässig begrenzten Körnern durch das ganze Gestein vertheilt. Der in scharf ausgebildeten Leisten vorkommende Plagioklas und der Augit ist fast vollkommen frisch, in Folge dessen enthält das Gestein fast gar keinen Chlorit. Dagegen ist

der Olivin schon weiter zersetzt. In vielen Fällen ist der aus demselben entstandene Serpentin noch schön grün gefärbt, oft jedoch in denselben Krystallen schon in eine rothbraune, undeutliche Aggregatpolarisation zeigende Masse verwandelt. Auch das vorhandene Magneteisen ist meist von einem Hof von rothbraun durchsichtigem Eisenoxyd umgeben.

Aus dem westlichen Alburs liegt ein Gestein vor, welches von der Höhe des Passes zwischen Ibrahimabad und Feschendek stammt. Dasselbe enthält neben sehr frischem Plagioklas grosse, sehr schön ausgebildete Augitkrystalle, die im Schliff lichtbraun gefärbt erscheinen. Dieselben sind oft zonal gebaut und enthalten dann meist in der Mitte einen lichtweingelben Kern; sie sind reich an Schlackeneinschlüssen.

Ausser diesem Augit tritt derselbe auch noch in zahlreichen kleinen braunen Körnern durch das ganze Gestein vertheilt auf. Chlorit ist nur wenig in diesem Gestein vorhanden. Der Olivin bildet die oft beschriebenen und auch hier erwähnten grünen Serpentinpseudomorphosen. Ganz ähnlich diesem Gestein ist das von Ibrahimabad selbst, welches sich durch seine besonders schön ausgebildeten Augite auszeichnet. Neben diesen Krystallen findet sich kein Augit in Körnern, wie beim vorigen Gestein.

Das Alter der Eruptivgesteine in der Gegend von Feschendek und Ibrahimabad, zu welchen auch noch einige anderweitige in der vorliegenden Beschreibung erwähnte Gesteine in örtlicher naher Beziehung stehen, konnte nicht mit Sicherheit ermittelt werden. Tietze hält es für möglich, dass der Ausbruch dieser Massen während der jüngeren mesozoischen Zeit erfolgt sei.

Diabasporphyrite.

Dieselben stellen makroskopisch theils Gesteine vor, die man wegen des deutlich hervortretenden Augites als Augitporphyre bezeichnen könnte, theils tritt bei ihnen, jedoch in seltenen Fällen, der Feldspath mehr hervor, und sie nähern sich dem Typus, den man gewöhnlich als Labradorporphyr bezeichnet hat, theils zeigen sie ein aphanitisches Aussehen und neigen besonders in diesem Falle zu Mandelsteinstructur.

Diese letztere ist überhaupt bei diesen Gesteinen sehr verbreitet, und es ist vor Allem Calcit und Quarz, neben dellesit- oder chloritartigen Producten, welche die Hohlräume erfüllen. Es sind diese Ausfüllungen schon makroskopisch deutlich erkennbar, obschon dieselben mitunter auch zur mikroskopischen Kleinheit herabsinken. Ich werde auf dieselben bei der Einzelnbeschreibung verschiedener Gesteine noch zurückkommen. Die Bestandtheile, die diese Diabasporphyrite zusammensetzen, sind dieselben wie die der Diabase.

Es gilt für die porphyrisch ausgeschiedenen Mineralien im Allgemeinen dasselbe, was bei jenen erwähnt wurde, nur in Betreff des Erzes scheint ein durchgreifender Unterschied zu herrschen, indem manche Gesteine gewiss Titan in Form von Titaneisenerz oder vielleicht titanhältigen Magnetit enthalten und bei der Zersetzung Leukoxen

bilden, während andere Magneteisen führen, das sich im Schliff durch seine Durchschnitte als solches bestimmen lässt und rothbraune Zersetzungsproducte von Eisenoxyd liefert.

Es scheint dies, so weit die vorhandenen Gesteine einen Schluss gestatten, mit der Ausbildung der Grundmasse zusammenzuhängen. In denjenigen Diabasporphyriten, die man makroskopisch als Augitporphyre bezeichnen könnte, und die eine mikrokrystalline oder höchstens eine kryptokrystalline Grundmasse besitzen, die also in ihrer ganzen Ausbildung den vorher beschriebenen Diabasen am ähnlichsten sind, ist titanhältiges Erz vorhanden; in den Diabasporphyriten, die eine Grundmasse haben, welche neben kleinen Plagioklasleisten und Augiten eine isotrope Basis enthalten, scheint das Erz in den meisten Fällen in Form von Magnetit ausgebildet zu sein.

Von den porphyrisch entwickelten Gemengtheilen zeigt der Plagioklas gegenüber dem der Diabase keine besonderen Eigenthümlichkeiten. Er ist meist in Form gut ausgebildeter Krystalle entwickelt, erscheint oft grau getrübt und lässt an frischeren Stellen deutlich seine Zwillingszusammensetzung, sowie Schlackeneinschlüsse erkennen. In den mandelsteinartig ausgebildeten Gesteinen ist er oft auch in Form von Körnern entwickelt.

Der Augit der Diabasporphyrite erscheint im Gegensatz zu dem der gewöhnlichen Diabase meist in schönen Krystalldurchschnitten im Dünnschliffe und enthält auch zahlreiche Schlackeneinschlüsse. In manchen Gesteinen, die eine Grundmasse haben, welche isotrope Basis enthält, kommen fast gar keine grösseren porphyrisch ausgeschiedenen Augite vor, sondern derselbe findet sich fast nur in der Grundmasse in Form von kleinen Körnern.

Chloritische Bestandtheile treten im Ganzen nur in geringer Menge auf und sind dann wohl immer durch Zersetzung von Augit entstandene Neubildungen. Die Grundmasse enthält oft kleine chloritische Theilchen von grüner oder gelbgrüner Farbe, die wohl aus den kleinen Augiten, die in der Grundmasse vorhanden waren, hervorgegangen sind. Ebenso haben sich bei den mandelsteinartig ausgebildeten Diabasporphyriten neben Calcit und Quarz auch chloritische, resp. dellesitartige Verwitterungsproducte gebildet. Es sind da besonders die Quarzmandeln, seltener die Calcitkörner, die nach aussen von einem faserigen, grünen, schwach dichroitischen, dellesitartigen Mineral wie von einer Rinde umgeben sind. In manchen Fällen sind die Mandeln auch ganz erfüllt von einem zwischen gelbbraun und grün dichroitischen chloritischen Mineral, das dann meist aus lauter sich berührenden oder auch ineinandergreifenden Kugeln besteht, die sehr schön radialstrahlig gebaut sind und im Schliff zwischen gekreuzten Nicols ein bei der Drehung des Objectes bewegliches Interferenzkreuz zeigen.

Leider lag mir nur ein ganz kleines Stück eines Diabasporphyrites, der diese Mandeln enthält, vor, aus dem ich wohl zwei Schliffe anfertigen konnte, jedoch nicht in der Lage war, dieses Mineral chemisch näher zu untersuchen.

Ueber das Erz habe ich schon oben Einiges erwähnt. Das Titaneisenerz erscheint in grösseren unregelmässig begrenzten Partien, die eine Umsetzung in Leukoxen zeigen, während der Magnetit in

kleinen Körnern, aber auch in quadratischen Krystalldurchschnitten im Schliff ersichtlich ist und oft Umsetzung in Eisenoxydhydrat zeigt.

Die Grundmasse der Diabasporphyrite ist, wie schon erwähnt wurde, verschieden ausgebildet. Sie ist entweder eine deutlich mikrokrystalline und besteht dann aus kleinen mehr körnig entwickelten Feldspathen, die mit kleinen Körnchen von gelbbraunem Augit (oder in zersetzten Gesteinen an dessen Stelle Chlorit) und Titaneisenerz gemengt erscheinen. Diese Form der Ausbildung zeigen besonders diejenigen Gesteine, bei denen der Augit in grösseren Krystallen ausgeschieden erscheint und die man entsprechend ihrem makroskopischen Aussehen als Augitporphyre bezeichnen könnte. Bei den meisten Diabasporphyriten Persiens aber besteht die Grundmasse aus schön ausgebildeten Leistchen von Plagioklas, die weitaus die Hauptmasse derselben bilden, die gemengt mit kleinen Augittheilchen und Magnetit (in manchen Fällen wohl auch Titaneisen) erscheinen, zwischen denen sich jedoch in wechselnder Menge eine isotrope, durch kleine graue oder auch rothbraune Pünktchen globulitisch gekörnelte Basis befindet. Die letztere ist an manchen Stellen auch ziemlich frei von globulitischen Entglasungsproducten und lässt sich dann gut nachweisen, dass dieselbe an und für sich farblos und isotrop ist. Die Menge der Glasbasis ist aber immer eine untergeordnete und manchmal zwischen den einzelnen Plagioklasleistchen nur als Häutchen entwickelt und dann nur schwer mit Sicherheit nachweisbar. In Gesteinen dieser Ausbildung tritt der Augit bedeutend zurück, überhaupt sind die grossen porphyrischen Ausscheidungen in diesen Gesteinen seltener und haben dieselben daher ein aphanitisches Aussehen.

Bei den Gesteinen mit mikrokrystalliner Grundmasse sind Grundmasse und Ausscheidungen in beiläufig gleicher Menge vorhanden, bei den Gesteinen, die eine isotrope Glasbasis enthalten, überwiegt dagegen die Grundmasse weitaus über die selten auftretenden einzelnen Einsprenglinge.

Apatit findet sich auch in den Diabasprophyriten vor, ist jedoch in bedeutend geringerer Menge vorhanden als in den Diabasen.

Beschreibung einzelner Diabasporphyrite.

Aus dem westlichen Alburs liegt mir nur ein Diabasporphyrit vor, und zwar kommt derselbe zwischen den Dörfern Hif und Sefiderek vor. Derselbe besitzt eine kryptokrystalline Grundmasse, die wohl wesentlich aus Feldspath bestehen dürfte und von Magnetit und chloritischen Theilchen durchsetzt erscheint, in der trüber Plagioklas und ziemlich frischer Augit, der zahlreiche Glaseinschlüsse enthält, ausgeschieden ist.

Aus dem Tschalusgebiet von dem Nordabhange des Siobische stammt ein Gestein, das aus einer aus Plagioklasleistchen, Chlorittheilchen, Magnetit und etwas globulitisch gekörnelter Basis zusammengesetzten Grundmasse besteht, in der hie und da einzelne grössere, trübe Plagioklase oder frische Augite ausgeschieden erscheinen. Dieses Gestein enthält Mandeln von dunkelgrüner Farbe, die mit einem

chloritischen Mineral erfüllt sind, dessen Ausbildung schon in der allgemeinen Beschreibung der Diabasporphyrite erwähnt wurde. Dasselbe bildet nämlich kugelige, radialfaserige Aggregate, die aus einem grünen, stark dichroitischen Mineral zusammengesetzt sind und zwischen gekreuzten Nicols im Dünnschliffe ein undeutliches Interferenzkreuz zeigen, das mit der Drehung des Objectes wandert.

Aus dem Gebiete des Keretsch ist ein Gestein zu erwähnen, das an den Thalgehängen des Keretsch gleich unterhalb Purikan ansteht. Dasselbe stellt makroskopisch einen Augitporphyr dar, indem in einer schwarzgrauen Grundmasse grosse, krystallographisch schön ausgebildete Augite, sowie einzelne grössere Feldspäthe ausgeschieden erscheinen. Im Schliff ist der Augit in schönen Krystalldurchschnitten von lichtgelbbrauner Farbe ersichtlich, die zahlreiche Schlackeneinschlüsse enthalten. Daneben sind einzelne grössere, durch zahlreiche graue Körner getrübte Plagioklase sichtbar. Die Grundmasse, die beiläufig den Einsprenglingen die Waage hält, ist rein krystallin und besteht aus kleinen Leistchen und Körnern von Feldspath, kleinen, lichtgelbbraun gefärbten Partikelchen von Augit, der theilweise in Chlorit umgewandelt ist, und ziemlich viel Titaneisen, das immer unregelmässige Begrenzung zeigt.

Ein Diabasporphyrit aus der unmittelbarsten Nähe, der die Abhänge hinter dem Dorfe Purikan zusammensetzt, zeigt eine etwas andere Ausbildung. Auch in diesem Gestein treten Augit und Feldspath als schon makroskopisch sichtbare Einsprenglinge deutlich hervor, es zeigt jedoch die Grundmasse einen andern Charakter. Dieselbe besteht vornehmlich aus kleinen Plagioklasleistchen und Augitkörnchen, zwischen denen sich jedoch in sehr geringer Menge eine isotrope, durch graue Körnchen oder Eisenoxydtheilchen getrübte Basis befindet. An manchen Stellen scheint die Grundmasse aus krystallisirten Bestandtheilen zu bestehen, so dass das Magma in einem und demselben Handstück nicht überall gleich differenzirt zu sein scheint. Von derselben Localität liegen mir auch Handstücke vor, die Mandelsteinstructur zeigen und bei derselben Beschaffenheit des eigentlichen Gesteines als Mandeln Calcit enthalten.

Ganz diesem letzteren Gestein ähnlich ist das oberhalb Purikan gegen Bina zu vorkommende. Dasselbe zeigt Einschlüsse von Mandeln, die aus Calcit oder von einer grünen, chloritischen Rinde umgebenem Quarz bestehen. Das Gestein enthält nur sehr wenige grössere Augite und Feldspäthe ausgeschieden und besteht vornehmlich aus einer aus zahlreichen kleinen Plagioklasleisten, etwas Augit und Magnetit und einer globulitisch gekörnelten, isotropen Basis bestehenden Masse.

Letztere ist hier in etwas bedeutenderer Menge vorhanden als in dem vorbeschriebenen Gestein. Ueber die Mandeln ist nur zu erwähnen, dass der Quarz immer von einer grünen, gegen das Centrum zu parallelfaserigen, dellesitartigen Hülle umgeben ist, die sich oft in der Mitte noch einmal oder auch manchmal im Schliff in Form eines zweiten Ringes wiederholt. Der Quarz selbst besteht aus unregelmässig begrenzten Körnern. In manchen Fällen ist der Ring von Dellesit oder Chlorit um den Quarz an einer Stelle unterbrochen und

das fehlende Stückchen etwas in die Quarzmandeln hineingeschoben, in welchem Falle der Quarz Fächerstructur zeigt, bei welcher die einzelnen Quarzfächer von dem ledirten Punkt der Peripherie ausgehen. Es sieht ganz so aus, als ob äussere mechanische Einwirkungen diese Art der Abscheidung bedingt hätten.

Aus dem Dschedscherudgebiet im Hangenden des rothen Sandsteines bei der Brücke von Kemard liegt mir auch ein Diabasporphyrit vor, der sich in seiner Ausbildung dem letztbeschriebenen nähert. Seine Grundmasse ist durch die etwas reichlichere Menge von isotroper, gekörnelter Basis ausgezeichnet. Derselbe enthält Feldspath makroskopisch in grösseren Krystallen ausgeschieden und stellt also den Habitus vor, den man mit dem Namen Labradorporphyr belegt hat. Das Gestein enthält auch Hohlräume, die mit einem chloritischen, grünfaserigen Mineral erfüllt sind.

Unter der Voraussetzung, dass jener rothe Sandstein hier wie sonst im Albursgebirge zum Devon gehört, darf für die in unmittelbarem Contact damit vorkommen den Diabasporphyrite wohl ein höheres, vielleicht paläozoisches Alter angenommen werden.

Aus dem Gebiete des Talar aus der Umgebung der Stadt Firuskuh, zwischen dem zweiten und dritten Dorf Urin, stammt ein Diabasporphyrit, der ebenfalls, wenn auch in geringerer Menge, globulitisch gekörnelte Basis erkennen lässt, und der neben Feldspath sehr schönen, frischen Augit ausgeschieden enthält. Die Grundmasse ist durch eisenreiche Zersetzungsproducte von dunkelbrauner Farbe so durchsetzt, dass sie sich nur schwer näher untersuchen lässt.

Melaphyre.

Die Melaphyre unterscheiden sich äusserlich nicht wesentlich von den Diabasporphyriten, mit denen sie auch vielfach durch ihr Vorkommen verbunden sind. Sie erscheinen dem äusseren Aussehen nach hauptsächlich in zwei Ausbildungen. In dem einen Fall stellen sie Augitporphyre dar, bei denen in einer dunklen, oft fast schwarzen Grundmasse Augite ausgeschieden erscheinen. Diese Ausbildungsform zeigen besonders die Melaphyre des mittleren Alburs. Diejenigen des westlichen Alburs stellen Typen dar, die man als Labradorporphyr bezeichnen kann, die also in einer gewöhnlich etwas lichteren Grundmasse vornehmlich Plagioklas oft in sehr bedeutender Menge ausgeschieden enthalten. Der Feldspath dieser letzteren Gesteine ist wohl im Allgemeinen weiss und undurchsichtig, in einem Falle aber prachtvoll frisch und mit licht gelbbrauner Farbe durchsichtig. Es liess sich der letztere Feldspath sehr leicht isoliren und stellte sich nach der chemischen Analyse als ein typischer Labradorit heraus. Viele der hieher gerechneten Gesteine enthielten keinen frischen Olivin mehr, und liess sich derselbe auch häufig nicht mehr mit Sicherheit nach seinen Zersetzungsproducten erkennen. Da aber Gesteine von derselben Localität und demselben Aussehen, die auch im Schliff vollkommen miteinander übereinstimmten, vorlagen, bei denen theils Olivin in noch frischem Zustande vorhanden war, oder derselbe sich wenigstens nach

seinen Zersetzungsproducten nach der Analogie mit anderen ähnlichen olivinführenden Gesteinen als sicher vorhanden gewesen herausstellte, so wurden in diesem Falle jene Gesteine mit den ersteren vereint, zu den Melaphyren gerechnet und nicht zu den Diabasporphyriten, zu denen sie ihrem direct nachweisbaren Mineralbestand nach gehören würden. Die Ausbildung der einzelnen Bestandtheile ist im grossen Ganzen eine der schon bei den Diabasporphyriten beschriebenen sehr ähnliche.

Der Plagioklas spielt hier als porphyrisch ausgeschiedener Bestandtheil eine viel grössere Rolle als bei den Diabasporphyriten. Er ist auch im Allgemeinen viel frischer und ist selbst bei sonst weit vorgeschrittener Zersetzung der übrigen Bestandtheile noch recht frisch und zeigt sehr schöne Zwillingszusammensetzungen. Derselbe enthält in den meisten Fällen zahlreiche, theils unregelmässig geformte, theils rechteckige Glaseinschlüsse, die unter Abscheidung eines oder mehrerer opaker Körner entglast erscheinen. Diese Einschlüsse sind meist parallel der Umgrenzung der Feldspäthe reihenweis angeordnet und an manchen Stellen so angehäuft, dass sie an Menge fast mit dem Feldspath gleich sind. Der Plagioklas aller dieser Gesteine wird wohl dem Labradorit zuzurechnen sein, wie dies eine chemische Analyse für einen schon früher erwähnten wasserhellen Feldspath aus einem labradorporphyrartigen Gestein von Ibrahimabad direct nachgewiesen hat.

Der Augit ist nur bei einer Art dieser Gesteine, nämlich den augitporphyrartigen, porphyrisch in grösserer Menge ausgeschieden. Bei den Labradorporphyren tritt nur vereinzelt der Augit in Form grösserer Krystalle auf. Derselbe ist immer erfüllt mit zahlreichen Schlackeneinschlüssen und erscheint im Schliff mit licht gelbbrauner Farbe durchsichtig. In der Grundmasse jedoch spielt der Augit eine wichtige Rolle, und komme ich auf denselben bei der Besprechung der Grundmasse nochmals zurück.

Der Olivin ist nur in wenigen Fällen noch unzersetzt vorhanden, meistens zeigt er die schon bei den Olivindiabasen erwähnte Umsetzung in ein lichtgrünes, faseriges, serpentinisches Zersetzungsproduct, welches anfangs von den Sprüngen aus sich bildet, allmälig den ganzen Olivin ergreift und bei weiterer Zersetzung in ein braun oder rothbraun gefärbtes faseriges Zersetzungsproduct übergeht, wobei die an den Sprüngen bei Beginn der Umwandlung abgeschiedenen Eisenverbindungen wieder resorbirt werden. In den meisten Gesteinen ist der Olivin nicht in schönen Krystallen, sondern in Form grösserer Körner ausgebildet. Er erscheint im Dünnschliff absolut wasserhell und farblos und enthält sehr wenig Einschlüsse. Hie und da ein Schlackeneinschluss oder Magnetitkörner, welch letztere meist in Gruppen von drei bis vier Körnchen auftreten, bilden die ganzen Erscheinungen dieser Art.

Was das Erz anbelangt, das in diesen Gesteinen auftritt, scheint dasselbe ausschliesslich Magnetit zu sein. Es bildet immer nur kleine Körnchen oder Kryställchen und erscheint selten in grösseren unregelmässigen Partien. In zersetzten Gesteinen ist es von einem Hof von Eisenoxyd umgeben oder erscheint im Schliff an den Kanten rothbraun durchsichtig. Nirgends wurden Zersetzungserscheinungen beobachtet, die auf ein titanhältiges Erz schliessen liessen. Die Durchschnitte des Erzes im Schliff sind auch häufig quadratisch, während

nie hexagonale gefunden wurden. In vielen Gesteinen ist auch besonders in der Grundmasse Eisenglanz in hellbraunrothen Täfelchen vorhanden, die sich wohl erst bei der Zersetzung der Gesteine gebildet haben dürften.

Apatit erscheint in den vorliegenden Gesteinen in den bekannten Nadeln, aber meist in sehr untergeordneter Menge, nur in einigen labradorporphyrartigen Gesteinen kommt er in etwas grösserer Menge vor.

Was die Ausbildung der Grundmasse anbelangt, so ist dieselbe eine ähnliche wie bei den Diabasporphyriten. Im Allgemeinen ist sie bei den Augitporphyren mehr krystallinisch und enthält gar keine oder nur sehr geringe Mengen einer globulitisch gekörnelten isotropen Basis. Sie besteht da aus Feldspath, der aber nicht in schönen Leisten ausgebildet ist, sondern eine meist mehr körnige Entwicklung zeigt, kleinen Körnchen oder Säulchen von Augit, etwas Magnetit und wechselnden Mengen der oben erwähnten Basis, welch letztere aber auch oft ganz fehlt. Die Labradorporphyre, aber auch ein Theil der Augitporphyre haben eine Grundmasse, die aus schön entwickelten kleinen Feldspathleisten, an denen sich im polarisirten Lichte meist die Zwillingsstreifung des Plagioklas deutlich erkennen lässt, kleinen Augitkörnchen oder Säulchen von lichtbrauner Farbe, ziemlich viel Magnetit und einer isotropen globulitisch gekörnelten Basis, die sich zwischen den einzelnen Bestandtheilen in wechselnder Menge befindet, besteht. Die Neigung zur Mandelsteinbildung scheint bei diesen Gesteinen nicht so gross zu sein wie bei den Diabasporphyriten, wenigstens liegt mir nur ein einziges Gestein dieser Art vor, welches Calcit und die schon erwähnten, mit einem dellesitartigen Mineral überzogenen Quarzkörnchen enthält.

Dagegen erscheinen chloritische kleine Partien häufig in der Grundmasse, wo sie sich wohl durch Zersetzung des Augites derselben gebildet haben.

Beschreibung der einzelnen Melaphyrvorkommen.

Aus dem westlichen Alburs ist es besonders die Umgebung von Ibrahimabad, aus der mir Gesteine vorliegen. Dieselben haben alle den Charakter von Labradorporphyren. Die Grundmasse derselben ist rothbraun bis schwarzbraun gefärbt, und die darin ausgeschiedenen Feldspathkrystalle, die eine Länge bis zu 1 Centimeter erlangen, sind milchweiss gefärbt, nur in einem Fall licht weingelb und durchsichtig. Die Plagioklase dieses letzteren Gesteines sind im Dünnschliff vollkommen farblos und klar und zeigen eine ausgezeichnet schöne polysynthetische Zwillingszusammensetzung. Derselbe enthält ziemlich viele Schlackeneinschlüsse, die im Schliff parallel der Umgrenzung der einzelnen Krystalle angeordnet sind, und an Sprüngen in sehr geringer Menge Eisenoxyd, welches wohl auch die weingelbe Farbe bedingt. Dieser Feldspath liess sich sehr leicht isoliren, und wurde derselbe einer chemischen Analyse unterzogen.

Dieselbe ergab folgende Resultate:

SiO_2 . . .	54·11	Proc.
Al_2O_3[1]) . .	29·82	„
CaO . . .	11·72	„
K_2O . . .	0·75	„
NaO_2 . . .	4·07	„
Glühverlust .	1·02	„
Summe .	101·49	

Aus dieser Analyse ist zu ersehen, dass der Feldspath ein typischer Labradorit ist, womit auch die gefundene Dichte 2·691 gut übereinstimmt.

Der Augit ist nur seltener porphyrisch ausgeschieden und stellt kleinere Krystalle dar, die im Schliff mit gelbbrauner Farbe durchsichtig sind und so wie der Plagioklas Schlackeneinschlüsse enthalten. Derselbe geht bei der Zersetzung in ein gelbbraun gefärbtes chloritisches Mineral über, wobei er jedoch seine Form erhält. Frischer Olivin konnte in diesen Gesteinen nirgends nachgewiesen werden, dagegen Zersetzungsproducte von rothbrauner Farbe, die mit den später zu beschreibenden, direct nachweisbar aus Olivin entstandenen vollständig übereinstimmen. Die Grundmasse dieser Gesteine erscheint im Schliff aus vollkommen frischen, kurzen, scharf begrenzten Plagioklasleistchen, kleinen Körnchen von lichtbraunem Augit (eventuell Chlorit bei zersetzten Gesteinen), Magnetit in schönen quadratischen Durchschnitten und einer geringen Menge einer globulitisch gekörnelten isotropen Basis zusammengesetzt. Von dem Handstücke mit den oben erwähnten durchsichtigen glasigen Plagioklasen wurde eine Probe der chemischen Analyse unterzogen, die folgende Resultate ergab:

SiO_2 . . .	53·80	Proc.
Al_2O_3 . . .	20·06	„
Fe_2O_3 . . .	8 14	„
CaO . . .	5·86	„
MgO . . .	4·34	„
K_2O . . .	1·48	„
NaO_2 . . .	3·97	„
Glühverlust .	2·70	„
Summe .	100·35	

Da diese Eruptivgesteine mit den Olivindiabasen von Ibrahimabad in enger örtlicher Verknüpfung auftreten, so möchte auch für sie ein jungmesozoisches Alter wahrscheinlich sein.

Aus dem Talkhangebiete (einem Theile des westlichen Alburs) stammen noch einige der mir vorliegenden Melaphyre. Ein oberhalb Purdiser als Geschiebe gefundenes Stück ähnelt in seiner ganzen Ausbildung vollkommen den vorbeschriebenen Gesteinen, nur ist der Feldspath nicht so schön ausgebildet. Ebenfalls aus dem Talkhangebiet stammen die Gesteine von Džowistan und Getterde. Dieselben unterscheiden sich von den obenerwähnten durch eine etwas andere Aus-

[1]) Nebst einer Spur Eisen.

bildung der Grundmasse, bei sonst ganz gleichem äusseren Ansehen. Dieselbe besteht ebenfalls vornehmlich aus Plagioklasleisten, Augitkörnern, Magnetit und einer farblosen, grau gekörnten Masse, die aber nicht isotrop ist, sondern zwischen gekreuzten Nicols bei Drehung des Objectes einzelne unregelmässig geformte Partien nach und nach mit schwach lichtgrauer Farbe hervortreten lässt, die also kryptokrystallin entwickelt ist. Es scheinen aber doch auch Partien da zu sein, die isotrop sind. Die ausgeschiedenen Feldspäthe und Augite sind recht gut krystallisirt und ziemlich frisch. Der Olivin ist vollkommen in ein grünes, serpentinartiges Mineral verwandelt und hat unregelmässige Begrenzung. Bei einem dieser Gesteine, das zwischen Džowistan und Getterde vorkommt, zeigt die Grundmasse deutliche Mikrofluctuationsstructur, die besonders durch die Anordnung der Plagioklasleistchen um die Einsprenglinge herum deutlich hervortritt In einem dieser Gesteine finden sich Hohlräume, die von einem farblosen, an manchen Stellen lichtgrün gefärbten Zeolith erfüllt sind, der im Schliff in radial faserigen Aggregaten erscheint, die zwischen gekreuzten Nicols ein undeutliches, bei Drehung des Objectes wanderndes Interferenzkreuz zeigen.

Aus dem Gebiete des Dschedscherud von der Passhöhe zwischen Kemard und Asselik stammt ein Gestein, welches in seiner petrographischen Ausbildung mit den später zu beschreibenden Melaphyren des Keretschgebietes übereinstimmt.

Dieses Gestein kommt unter geologischen Verhältnissen vor, die eine bestimmte Altersbestimmung nicht gestatten, so dass es also eventuell auch jünger sein könnte und dann dem Basalte zugerechnet werden müsste. Da aber die Gesteine des Keretschgebietes, von denen einige eine ganz gleiche petrographische Entwicklung zeigen, entschieden ältere Gesteine sind, so liegt kein Grund vor, dieses Gestein als Basalt zu bezeichnen. Dasselbe stellt ein porphyrisch entwickeltes Gestein dar, das in einer dunklen, schwarzbraunen, vorherrschenden Grundmasse grössere Augite und Olivine ausgeschieden enthält. Im Dünnschliff erscheint die Grundmasse gebildet aus zahlreichen kleinen Plagioklasleistchen, Augitkörnern, Magnetit und einer geringen Menge einer globulitisch gekörnelten Basis. Die porphyrisch ausgeschiedenen Bestandtheile zeigen dieselbe Beschaffenheit wie bei den schon beschriebenen Melaphyren. Der Augit ist in sehr schönen Krystallen ausgebildet und enthält zahlreiche Schlackeneinschlüsse. Der Olivin bildet im Gegensatz zum Augit keine schönen Krystalle, sondern grössere Körner. Er ist im Schliff vollkommen farblos und zeigt in den Sprüngen die oft erwähnten Umsetzungsproducte. Er ist arm an Einschlüssen und enthält nur hie und da einige Schlackeneinschlüsse oder kleine opake Körner.

Die Melaphyre des Keretschgebietes, von denen mir mehrere Handstücke vorliegen, die alle aus der Umgebung von Purikan stammen, haben ein Aussehen, welches mit dem vorbeschriebenen Gestein von Kemard übereinstimmt. Sie haben eine dunkle Grundmasse, in der Augite und manchmal auch mit dem freien Auge erkennbare Olivine ausgeschieden sind. Plagioklas ist nur in wenigen Krystallen hie und da sichtbar. Im Schliffe stellt sich die Grundmasse nicht bei allen gleich entwickelt dar.

Bei einigen Gesteinen, die vom linken Thalgehänge des Keretsch unterhalb Purikan herstammen, ist die Grundmasse mehr krystallinisch, der Feldspath derselben ist nicht in deutlichen Leisten entwickelt, sondern es treten zwischen gekreuzten Nicols rundlich begrenzte Partien der Grundmasse bei der Drehung des Objectes abwechselnd licht und dunkel werdend hervor, die wohl kaum als etwas Anderes als Feldspath gedeutet werden können. Die Gesteine vom linken Thalgehänge oberhalb Purikan zeigen neben diesen kryptokrystallin entwickelten Partien in der Grundmasse schon ziemlich viele kleine Plagioklasleistchen, während andere Gesteine in der Grundmasse sehr viele Plagioklasleistchen enthalten und in geringer Menge eine isotrope Basis nachweisbar ist. Die Grundmasse aller dieser Gesteine führt kleine Augit- und Magnetitkörnchen und ist mit kleinen Eisenoxydtheilchen durchstäubt. Die porphyrisch ausgeschiedenen Gemengtheile haben die schon oft besprochene Beschaffenheit. Der Augit ist immer in schönen Krystallen, der Olivin oft noch sehr frisch und nur an den Sprüngen in geringer Menge zersetzt, in Körnern vorhanden. Ein besonders frisches Gestein, das auch noch frischen Olivin enthielt, wurde einer chemischen Untersuchung unterzogen und ergab folgende Resultate bei derselben:

SiO_2	50·44 Proc.
Al_2O_3	18·25 „
FeO	8·93 „
CaO	7·14 „
MgO	7·86 „
K_2O	0·64 „
Na_2O	3·25 „
Glühverlust . . .	3·01 „
Summe	99·52

Die vorliegende Analyse stimmt sehr gut überein mit denen anderer Melaphyre. Auffallend ist höchstens der bedeutende Magnesiagehalt, der auf eine hohe percentuelle Menge von Olivin schliessen lässt.

Anhang.

An der Zusammensetzung des Alburs nehmen in grosser Menge grüne geschichtete Gesteine Antheil, deren Material, wie sich in vielen Fällen durch die Untersuchung mit dem Mikroskope mit Sicherheit nachweisen liess, zum grossen Theil von den Diabasen, Diabasporphyriten und Melaphyren herstammt. Es sind Gesteine, die zum Theil wohl nichts anderes sind als zersetzte Diabase, theils sind es jedoch Breccien und Conglomerate, die aus einzelnen Bruchstücken der oben angeführten Gesteine zusammengesetzt sind, zu denen sich noch Bruchstücke von Quarz oder solche von grauer oder rother Farbe, die auf einen Porphyr hinweisen, gesellen. Man sieht in diesen Gesteinen häufig noch Bruchstücke, die sich deutlich bestimmen lassen und die mit den Gemengtheilen der oben angeführten Eruptivgesteine übereinstimmen; es sind besonders Plagioklas, Augit und Chlorit.

Andere Gesteine lassen diese Zusammensetzung aus Bruchstücken verschiedener Eruptivgesteine nur mehr in geringerem Mass erkennen. Dieselben zeigen demgemäss noch zum Theil im Dünnschliff Bruchstücke, die sich auf die früher erwähnten Eruptivgesteine zurückführen lassen. Diese sind jedoch durch eine vorwiegende Masse verbunden, die die Zwischenräume zwischen denselben erfüllt. Diese Masse erscheint im polarisirten Licht zusammengesetzt aus lauter einzelnen, lebhaft polarisirten Körnchen, zwischen denen sich isotrope Partien befinden. Es ist nach der chemischen Untersuchung dieser Gesteine, die einen Kieselsäuregehalt von beiläufig 75% enthalten, wahrscheinlich, dass diese Masse vornehmlich aus Quarz besteht und vielleicht auch die isotropen Partien amorpher Kieselsäure entsprechen.

Bei anderen Gesteinen ist von einem ursprünglich eruptiven Material nichts mehr mit Sicherheit nachzuweisen, und bestehen diese ganzen Gesteine aus der früher erwähnten quarzigen Bindemasse und sind höchstens chloritische Partien und Schüppchen neben derselben nachweisbar.

Diese Gesteine scheinen sich also in der Weise gebildet zu haben, dass Bruchstücke verschiedener Eruptivgesteine zusammengeschwemmt und dann durch eine kieselige Masse verbunden wurden. Bei vielen dieser Gesteine sind die einzelnen zusammensetzenden Theilchen noch deutlich von einander zu unterscheiden, bei vielen jedoch sind dieselben so klein und in der Masse so vertheilt, dass man dieselben nicht mehr deutlich unterscheiden kann. In einem Gestein, welches zwischen Pilchab und Raskan vorkommt, zeigen sich in der verbindenden kieseligen Masse im Dünnschliff Durchschnitte von Foraminiferen, was darauf hinweist, dass diese Gesteine auf wässerigem Wege entstanden sind.

Zu den Gesteinen, bei denen sich die Conglomeratstructur deutlich, meist schon mikroskopisch sichtbar, nachweisen lässt, gehören Gesteine aus der Umgebung von Esselik, Purikan und ein Flussgeschiebe oberhalb Duab gegen Scharistanek zu.

Zu den dichten, der bekannten südtiroler Pietra verde ähnlich aussehenden Gesteinen gehören die von:

Džowistan und Getterde im Talkhangebiet;

Haimadscha, Serek, zwischen Pilchab und Raskan, und von der Passhöhe Kendemun im Keretschgebiet;

Aratsch, Scharistanek (gegen den Tochtschal zu) im Schemirangebirge;

Zwischen Aegil und Ahar, und zwischen Hadschiabad und Uschon im Dschedscherudgebiet.

Tietze hat in seinem Aufsatz über die Tektonik des Alburs-gebirges alle diese Gesteine unter dem Namen der „grünen Schichten“ zusammengefasst (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1877, pag. 382 und 384). Er ist geneigt, dieselben im Wesentlichen der Trias zuzutheilen, und führt einige diesbezügliche Lagerungsverhältnisse vor, welche diese Deutung unterstützen. Doch mögen, wie er andeutet, einige dieser Bildungen auch jünger sein und der Kreide angehören, so dass „man in Fällen undeutlich erkannter Lagerung sich vor Verwechselungen zu hüten haben wird“. Für eine spätere genauere Bestimmung des Alters der verschiedenen früher beschriebenen Diabasvorkommen wird es

natürlich dereinst von grosser Wichtigkeit sein, in jedem einzelnen Falle auch die Stellung der aus ihnen hervorgegangenen Tuffe mit grösserer Sicherheit zu ermitteln.

Zum Schlusse gebe ich eine Uebersicht aller hier beschriebenen Eruptivgesteine in derselben Reihenfolge, die bei der Beschreibung derselben eingehalten wurde:

Granit, resp. Granitit von Hassan Kaif bei Kelardescht. Grosse Blöcke, deren Ursprungsgebiet im Tachti Soleiman zu suchen ist. Tschalusgebiet.

Syenit. Geschiebe bei Aliabad. Tschalusgebiet.

Tonalit. Südlich von Kuhrud. Centralpersien.

Porphyr. Derike, Schemirangebirge.

Diorit. Passhöhe zwischen Kuhrud und Soh, Centralpersien.

Glimmerporphyrit. Džiwenun bei Kuhrud, Centralpersien.

Diabase:

Tschalusgebiet. Zwischen der Vereinigung der beiden Hauptquellflüsse des Tschalus und dem Anstieg auf den Hesortschem.
Nördlich von dem letzteren.
Nordabhang des Siobische.

Keretschgebiet. Oberhalb Gertschiser am linken Lowraufer.
Zwischen Warion und Chosenkaleh.
Unterhalb Bina.
Purikan.

Schemirangebirge. Derike.
Geschiebe bei Aratsch, Südabhang des Schemirangebirges.
Zwischen Tochtschal und Passgale.

Dschedscherudgebiet. Mündung des Rute in den Dschedscherud.
Igelrud oberhalb Uschon.
Zwischen Nochschirin und Sagun.

Talargebiet. Quelle Maschur, östlich von Firuskuh.

Delitschaigebiet. Mumedsch.

Oestlicher Alburs. Zwischen Sioret und Asterabad.
Kurdmahalleh, Geschiebe.
Chokisefid bei Tasch.
Quelle Rabatisefid.
Suturuwar, unweit des Dschilin Bilinpasses.

Olivindiabase:

Tschalusgebiet. Gasteigerstrasse oberhalb Tohil.

Westlicher Alburs. Pass zwischen Ibrahimabad u. Feschendek.
Ibrahimabad.

Diabasporphyrite:

Westlicher Alburs. Zwischen Hif und Sefiderek.

Tschalusgebiet. Nordabhang des Siobische.

Keretschgebiet. Thalgehänge des Keretsch unterhalb Purikan.
Abhänge hinter Purikan.
Oberhalb Purikan gegen Bina.

Diabasporphyrite:

D s c h e d s c h e r u d g e b i e t. Im Hangenden des rothen Sandsteines bei der Brücke von Kemard.

T a l a r g e b i e t. Zwischen dem zweiten und dritten Dorfe Urin, von Firuskuh aus gerechnet.

Melaphyre:

W e s t l i c h e r A l b u r s. Ibrahimabad.

T a l k h a n g e b i e t. Purdiser.
Džowistan.
Getterde.

D s c h e d s c h e r u d g e b i e t. Passhöhe zwischen Kemard u. Asselik.

K e r e t s c h g e b i e t. Purikan.

Zur Literatur der österreichischen Tertiärablagerungen.

Von **A. Bittner.**

Im Nachfolgenden erlaube ich mir als Fortsetzung von Studien in der Literatur der österreichischen Miocänablagerungen (vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1883, pag. 131: Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens) einen weiteren Beitrag der Oeffentlichkeit zu übergeben, welcher dazu bestimmt ist, über die Beziehungen zwischen der Fauna der ersten und jener der zweiten Mediterranstufe einiges Licht verbreiten zu helfen.

Da mein erster, oben citirter Artikel indessen, wie aus einem Referate im Neuen Jahrbuche für Mineralogie etc. 1883, II. Band, pag. 391 hervorgeht, die Billigung unserer ersten und anerkanntesten Autorität in Fragen der Tertiärgeologie, des Herrn Custos Theodor Fuchs, nicht in vollem Masse gefunden hat, so liegt es mir ob, nochmals auf jenen Artikel zurückzukommen, um die Einwände des Genannten von meinem Standpunkte aus der Reihe nach zu beleuchten, damit ein Schweigen nicht als Rückzug oder Zustimmung, wozu ich in diesem Falle keine Veranlassung habe, aufgefasst werde.

„Um seine Anschauung zu begründen", sagt Fuchs in dem angezogenen Referate, pag. 391, „dass die sarmatische Fauna einen Ueberrest der vorhergegangenen Marin-Fauna darstelle, führt der Verfasser aus der Literatur eine Anzahl von Fällen an, in denen dieselben Ablagerungen von verschiedenen Autoren bald für sarmatisch, bald für marin erklärt wurden." Das ist vollkommen unrichtig, denn es ist mir nicht im entferntesten eingefallen, diese Fälle (die in der Einleitung als Beispiele dafür angeführt wurden, dass sich hie und da eine gewisse Unsicherheit in der Deutung einzelner Ablagerungen fühlbar gemacht habe und dass man deshalb bei ähnlichen zweifelhaften Fällen mit Vorsicht verfahren müsse) in der von Fuchs angegebenen Weise als Begründung für meine Ansicht über die Abstammung der sarmatischen Fauna benützen zu wollen.

Ferner seien *Trochus Orbignyanus* und *Tr. papilla*, wie Fuchs angibt, wegen ihrer Seltenheit als weniger in die Wagschale fallend von mir bezeichnet worden. Das wäre eine Erschleichung von Beweismitteln, wie man sie in meiner Arbeit vergeblich suchen wird. Ich habe im Gegentheil (pag. 16) ganz und gar nicht daran gedacht, die

Wichtigkeit dieser beiden Arten durch irgend welche abfällige Bemerkungen beeinträchtigen zu wollen.

Was meine Bemerkung, dass Trochiden überhaupt verhältnissmässig selten in den österreichischen miocänen Marinschichten vorkommen, und die daran geknüpften Betrachtungen (pag. 16) anbelangt, so habe ich ausdrücklich hervorgehoben, dass sich gegen eine derartige Beweisführung Einwendungen erheben liessen, und habe in Folge dessen einige andere auffallende Erscheinungen in der Vertheilung der Genera *Mytilus*, *Mactra*, *Donax*, *Tapes*, *Solen* u. a. m. herbeigezogen, um zu zeigen, dass jene Betrachtungen durchaus nicht ohne alle Begründung angestellt wurden. Warum hat Herr Fuchs es nicht für angemessen erachtet, auch über diese merkwürdigen Fälle ein Wort zu verlieren? Anstatt dies zu thun, kommt er sofort nochmals darauf zurück, mir zu imputiren, ich hätte aus dem Umstande, dass man in früheren Zeiten Manches für sarmatisch erklärt habe, was sich später als brackische Facies des marinen Miocäns herausstellte, und dass Ablagerungen, welche keine Conchylien enthalten oder ungenauer bekannt waren, von verschiedenen Autoren verschieden gedeutet wurden, ernstliche Gründe zu Gunsten der von mir vertretenen Anschauung herbeigezogen. Das würde eine Beweisführung von einer solchen Naivetät voraussetzen, wie sie noch selten einem wissenschaftlichen Autor und von einem solchen seinen Lesern zugemuthet worden sein dürfte.

Inwieferne weiterhin von Fuchs bewiesen werden will, dass die zahlreichen Korallriffbildungen der marinen Schichten auch zugleich das Vorhandensein der grösstmöglichen Artenzahl des Genus *Trochus* bedingen, dürfte nicht sofort Jedermann einleuchten. Die von ihm citirten Verhältnisse am Isthmus von Panama beweisen für vorliegenden Fall gar nichts. Wenn es andererseits Herrn Fuchs wahrscheinlicher erscheint, dass die Armuth an Trochiden des österreichischen Miocäns eine effective und wirkliche sei, so ist das eben eine persönliche Ansicht und kann nur als solche in die Wagschale gelegt werden.

Die Anführung von *Trochus Celinae* und *Tr. biangulatus* unter den eigenthümlich sarmatischen Arten ist von mir zu keinerlei Argumentation verwendet, sondern es ist (pag. 13) ausdrücklich auf ihre zweifelhafte Natur hingewiesen worden, trotzdem dass einer Autorität wie Fuchs zuliebe beide Arten vorläufig in dem Verzeichnisse der sarmatischen Conchylien belassen werden mussten.

Was die Behauptung von Fuchs anbelangt, dass die wichtigsten südrussischen Vorkommnisse gänzlich (!) ausser Acht gelassen worden sein sollen, so ist auch diese Behauptung unbegründet, denn es wurde (pag. 5) von mir ausdrücklich darauf hingewiesen, dass von einer Vollständigkeit der Aufzählung jener Vorkommnisse deshalb abgesehen wurde, weil das dem nächsten Zwecke der Arbeit ferneliege. Trotzdem wurden auch die russischen Vorkommnisse, soweit es möglich war, berücksichtigt, wie man sich im Verzeichnisse pag. 6—9 überzeugen kann. Wenn man einmal die miocänen Marinablagerungen des Ostens genauer kennen wird, als das heute der Fall ist, dann wird es auch an der Zeit sein, jene sarmatischen Vorkommnisse Südrusslands genauer in Vergleich zu ziehen, als es bisher geschah und geschehen konnte. Heute würde man schwerlich zu einer richtigen Vorstellung über die

Beziehungen derselben zu dem vorangegangenen marinen Miocän der nächsten Nachbarschaft gelangen. Im Uebrigen dürften sich auch dann noch voraussichtlich jene „grosse Menge eigenthümlicher Trochiden, Phasianellen- und Buccinen-Arten“ der sarmatischen Ablagerungen Südrusslands auf eine Anzahl von Varietäten und Subvarietäten gewisser altbekannter Hauptformen zurückführen lassen, wie man das heute schon bezüglich der vielgestaltigen sarmatischen Cardien, Mactren, Cerithien — und wohl auch Buccinen — u. s. f., auch Südrusslands, als erwiesen betrachten kann.

Das Gewicht, welches ich auf die „pseudosarmatischen“ Schichten von Syracus gelegt habe, lege ich auch heute noch darauf und werde es so lange darauf legen, bis Herr Fuchs (oder sonst Jemand) durch eine eingehende Begründung paläontologischer Natur nachgewiesen haben wird, dass die „pseudosarmatischen“ Arten von Syracus mit den ehemals von ihm zum Vergleiche herbeigezogenen sarmatischen Arten ganz und gar nichts zu thun haben.

Das wären alle Einwände sachlicher Natur, welche Herr Fuchs gegen den von mir gemachten Versuch, im Einklange mit den nüchternen Anschauungen älterer Forscher, die Abstammung der sarmatischen Fauna auf dem einfachsten und naheliegendsten Wege ohne Zuhilfenahme hypothetischer Verbindungen mit entfernten Meeren zu erklären, vorzubringen gewusst hat.

Es verbleibt nur noch ein einziger seiner Einwände, derselbe ist aber so aussergewöhnlicher Art, dass er eine besondere Beleuchtung verdient: „Was aber das behauptete Vorkommen der charakteristischen sarmatischen Arten in marinen Ablagerungen anbelangt, so ist es wohl gänzlich unthunlich, derartige Fälle einfach aus der Literatur zu entlehnen, ohne dieselben auch thatsächlich zu controliren, und scheint es mir gar keinem Zweifel zu unterliegen, dass fast alle der vom Verfasser angeführten derartigen Fälle auf unrichtigen Bestimmungen oder auf Bestimmungen unbestimmbarer Reste beruhen.“

Der erste Absatz dieses Passus ist offenbar von principieller Bedeutung, und er fordert sofort die Frage heraus, wozu denn die Literatur da sei, wenn man sie nicht benützen dürfe? Warum soll man sie aber nicht benützen dürfen? Weil — sagt Fuchs — wenigstens in diesem Falle es nach seinem Dafürhalten keinem Zweifel unterliege, dass fast alle angeführten Bestimmungen von Petrefacten unrichtig seien. Von wem rühren aber diese Bestimmungen her? Ich habe pag. 15 hervorgehoben, dass ich bei der Zusammenstellung jener Fälle selbstverständlich besonders auf die neuere Literatur seit 1866 Rücksicht genommen habe, auf Arbeiten also, von deren Verfassern man wohl annehmen durfte, dass sie bei der Aufnahme anerkannt sarmatischer Arten in ihre Listen mariner Fundorte mit der nöthigen Gewissenhaftigkeit zu Werke gegangen sein würden. Als solche Gewährsmänner glaubte ich in erster Linie Fuchs, sodann Karrer und Hilber betrachten zu dürfen, Angaben anderer Autoren dagegen wurden äusserst spärlich und insbesondere solche aus älteren Schriften nur insoweit berück-

sichtigt, als dieselben zur Bestätigung der neueren, vorzugsweise jenen obengenannten Autoren entlehnten Angaben geeignet zu sein schienen.

Ich weiss nicht und habe nicht zu untersuchen, inwieferne Herr Fuchs berechtigt ist, ausser seinen eigenen auch die wissenschaftlichen Arbeiten des Herrn Karrer in dieser geradezu beispiellos dastehenden Weise zu desavouiren. Von Herrn Dr. Hilber dürfte er schwerlich dazu bevollmächtigt worden sein. Die Consequenzen der Fuchs'schen Anschauungsweise zu erörtern, kann ich mir wohl ebenfalls versagen. Sie müssten schliesslich zur Aufstellung von Controlorganen für wissenschaftliche Arbeiten einerseits oder zur gänzlichen Monopolisirung gewisser Forschungszweige andererseits, in jedem Falle aber zum totalen Ruin jeder freien wissenschaftlichen Forschung führen. Meiner Ansicht nach bestehen indessen in dem vorliegenden speciellen Falle heute noch die einmal von Fuchs, Karrer, Hilber und anderen neueren Autoren publicirten Fossillisten so lange zu Recht, bis Herr Custos Fuchs oder ein Anderer den vollständigen und für jeden einzelnen Fall giltigen Nachweis erbracht haben wird, dass alle jene von mir angezogenen Fälle thatsächlich auf unrichtigen Bestimmungen beruhen. Da sich solchergestalt die schwebende Frage nicht ohne gründliche Ueberprüfung zahlreicher bereits publicirter Bestimmungen beilegen lassen wird, so dürfte es in Einem hingehen, wenn ich im Nachstehenden eine Anzahl anderer Fälle, die ebenfalls der Literatur entlehnt sind, mittheile, um die Aufmerksamkeit der Fachgenossen auch auf diese zu lenken und eventuell dem einen oder dem anderen derselben, dem vielleicht die Ausmerzung dieser oder jener unpassenden Art besonders wünschenswerth erscheint, eine passende Gelegenheit dazu zu bieten. Es bezieht sich die nachfolgende Zusammenstellung nämlich auf jene Arten, welche zumeist als besonders charakteristisch für die sogenannten Horner Schichten gelten, von denen indessen gegenwärtig bereits eine ganze Anzahl aus jüngeren oder für jünger gehaltenen Ablagerungen citirt werden. Das nachfolgende Verzeichniss der für die Horner Schichten als charakteristisch geltenden Arten ist aus dem grossen Werke von M. Hoernes und aus den Arbeiten von Th. Fuchs zusammengestellt:

Cypraea leporina Lam.
Cassis sulcosa Lam.
Murex capito Phil.
„ *Schönni Hoern.*
Pyrula clava Bast.
Fusus Burdigalensis Bast.
Pleurotoma concatenata Grat.
Cerithium Zelebori Hoern.
„ *plicatum Brug.*
„ *margaritaceum Brocc.*
Turritella gradata Menke.
Xenophora cumulans Brgt.
Haliotis volhynica Eichw.
Sigaretus clathratus Recl.
Nerita gigantea Bell.
Calyptraea depressa Lam.

Calyptraea deformis Lam.
Patella ferruginea Gmel.
Polia legumen Lin.
Lutraria rugosa Chemn.
„ *sanna Bast.*
Mactra Bucklandi Defr.
Tapes Basteroti Mayer.
Venus Haidingeri Hoern.
Grateloupia irregularis Bast.
Cytherea Lamarcki Ag.
„ *erycina Lin.*
„ *Raulini Hoern.*
Isocardia subtransversa Orb.
Cardium Kübecki Hauer.
„ *cingulatum Goldf.*
„ *Moeschanum Mayer.*
„ *Hoernesianum Grat.*
„ *Burdigalinum Lam.*
„ *edule Lin.*
„ *Michelottianum Mayer.*
Cardita crassicosta Lam.
„ *Zelebori Hoern.*
Pectunculus Fichteli Desh.
Arca umbonata Lam.
„ *Fichteli Desh.*
„ *cardiiformis Bast.*
Mytilus Haidingeri Hoern.
„ *fuscus Hoern.*
Lima inflata Chemn.
Pecten Holgeri Gein.
„ *Beudanti Bast.*
„ *Rollei Hoern.*
„ *solarium Hoern.*
„ *palmatus Hoern.*
Perna Rollei Hoern.

Sehen wir nun zu, wie es sich mit der Stellung als bezeichnende Conchylien für Horner Schichten der meisten der voranstehend citirten Arten verhält.

Cypraea leporina Lam. Kommt auch zu Grund, also an der Basis der zweiten Mediterranstufe vor, steht nach M. Hoernes äusserst nahe der lebenden *C. stercoraria L.* Nach R. Hoernes und Auinger findet sie sich in Lapugy.

Cassis sulcosa Lam. Ist nach Ch. Mayer (bei Naumann) bezeichnend für den Falun von Salles, der nach Fuchs die zweite Mediterranstufe repräsentirt. Nach Weinkauff lebt sie noch im Mittelmeer.

Murex capito Phil. Von Moritz Hoernes dem *M. magellanicus* verglichen und nach ihm möglicherweise auch noch pliocän. Nach Fuchs ein oligocäner Typus, nach Speyer (Conch. Casseler Tert.,

pag. 73) vom oligocänen *M. capito* verschieden. Nach Stur, Jahrb. 1863, pag. 78, zu Lapugy.

Murex Schönni Hoern. Auch zu Neuruppersdorf (Jahrb. 1870, pag. 122). Nach F. Karrer, H.-Qu.-L., pag. 110, in Gainfahrn.

Fusus Burdigalensis Bast. Zu Grund und Ebersdorf häufig und überdies äusserst nahe verwandt der recenten ostindischen *Fasciolaria porphyrostoma Reeve* (nach M. Hoernes).

Pleurotoma concatenata Grat. Nach Karrer, H.-Qu.-L., pag. 138, im unteren Tegel von Vöslau, nach Locsy, Földt. Közl. 1882, pag. 130, in Kostej (*cfr. concatenata*).

Cerithium Zelebori Hoern. Nach M. Hoernes zu Meiselsdorf bei Stockerau, nach Rolle zu Ebersdorf.

Cerithium plicatum Brug. Diese Art wird so oft aus sarmatischen Ablagerungen citirt und besitzt zudem so grosse Aehnlichkeit mit sarmatischen Formen, dass eine neue Untersuchung der verwandten Formen nothwendig sein wird, um über ihre Verbreitung sicher entscheiden zu können. Man vergleiche das über diese Art im Jahrb. 1883, pag. 136, Mitgetheilte.

Cerithium margaritaceum Brocc. Auch diese Art dürfte in ihrer Eigenschaft als sicheres Leitfossil noch nicht über allen Zweifel erhaben sein. Man vergl. darüber die Angaben von M. Hoernes, pag. 404.

Turritella gradata Menke. Wird schon von M. Hoernes aus Grund, Niederkreuzstetten u. a. O. citirt, kommt auch in Steiermark in gleichalterigen Ablagerungen (Gamlitz, Pöls) vor.

Xenophora cumulans Brgt. Diese im Horner Becken äusserst seltene Art, die einen oligocänen Gemengtheil der Horner Fauna bilden soll, wurde nach Karrer, H.-Qu.-W., pag. 170, im Leithakalke des Rauchstallbrunngrabens bei Baden gefunden.

Haliotis volhynica Eichw. Kommt nach Fuchs auch zu Pötzleinsdorf und Nussdorf, nach Hilber in mittelsteirischem Leithakalke vor.

Sigaretus clathratus Recl. Nach Ch. Mayer (Fossil. Helvet.) auch noch pliocän.

Nerita gigantea Bell. Nach Karrer H.-Qu.-W., pag. 135, im oberen Tegel von Vöslau; nach Stur, Jahrb. 1863, pag. 80, zu Lapugy.

Calyptraea depressa Lam. Wird schon von M. Hoernes aus Niederkreuzstetten, von Ch. Mayer (Verst. d. Helv.) aus pliocänen Schichten angeführt.

Calyptraea deformis Lam. Nach M. Hoernes auch in Grund, nach Karrer im Tegel von Baden.

Patella ferruginea Gmel. Diese recente Art kommt nach Böckh in den Schichten mit *Pereirea Gervaisi* des Bakonyerwaldes, die den Grunder Schichten entsprechen sollen, vor.

Polia legumen Lin. Nach M. Hoernes auch zu Grund, wie bekanntlich auch pliocän und recent.

Lutraria rugosa Chemn. Grund (M. Hoernes), zweite Mediterranstufe in Steiermark (Hilber), sonst auch pliocän und lebend.

Lutraria sanna Bast. Grund, Ebersdorf (M. Hoernes), Pöls (*cfr. sanna* nach Hilber, Verhandl. 1879, pag. 31).

Mactra Bucklandi Defr. Sehr nahestehend der lebenden *M. striatella*, wie es scheint sogar identisch mit derselben.

Tapes Basteroti Mayer. Niederkreuzstetten, Grund (M. Hoernes).
Venus Haidingeri Hoern. Grussbach, Grund (M. Hoernes); Tegel von Lapugy (Neugeboren 1870).
Grateloupia irregularis Bast. Grund, Niederkreuzstetten u. s. f. (M. Hoernes).
Cytherea Lamarcki Ag. Von der *Cytherea pedemontana* nur durch etwas kräftigeres Schloss verschieden. Nach Palkovics, Verh. 1868, zu Szobb bei Gran.
Cytherea erycina Lin. Nach M. Hoernes wahrscheinlich auch pliocän und in den Tropen recent, nach Fuchs in den Sanden von Pötzleinsdorf.
Cardium Kübecki Hauer. Nach M. Hoernes sehr ähnlich dem recenten *C. magnum Born.* von Mexiko.
Cardium cingulatum Goldf. Diese sonst vorzüglich oligocäne Art, die zu Loibersdorf sehr selten auftritt, wurde einmal von Stur und Hauer (Jahrb. 1863, pag. 81) und nach ihnen von Neugeboren aus Lapugy citirt. M. Hoernes führt diesen Umstand nicht an, dementirt ihn aber auch nicht.
Cardium edule Linn. Nach Hoernes auch in Grund und zahlreichen anderen jüngeren Ablagerungen, sonst bekanntlich pliocän und lebend.
Cardita crassicosta Lam. Grund (M. Hoernes); Lapugy; Leithakalk von Soos (Karrer).
Cardita Zelebori Hoern. Der *C. Jouanneti* verwandt, nach Exemplaren der Sammlung der k. k. geol. Reichsanstalt sicher auch zu Niederkreuzstätten.
Pectunculus Fichteli Desh. Nach Stur, Verhandl. 1874, pag. 336, wie zu Grund, so auch zu Vöslau im Sande oberhalb des Tegels (*P. cfr. Fichteli*).
Arca umbonata Lam. Grund, Niederkreuzstetten (M. Hoernes); Lapugy; Galizien (Hilber).
Arca Fichteli Desh. Grund (M. Hoernes).
Mytilus Haidingeri Hoern. Grund, Niederkreuzstetten etc.
Mytilus fuscus Hoern. Von Dunikowski in Galiz.-Podolien aufgefunden; die Bestimmung wird von Hilber, Jahrb. 1882. pag. 322, bestätigt, das Vorkommen selbst würde nach Hilber nicht dafür sprechen, dass d e erste Mediterranstufe dortselbst vertreten sei, sondern beweisen, dass *M. fuscus* auch in der zweiten Mediterranstufe auftrete.
Lima inflata Chemn. Grund (M. Hoernes), Perchtoldsdorf (Karrer) pliocän und lebend.
Pecten Holgeri Gein. Grund (M. Hoernes); wahrscheinlich im Leithakalke von Soos (Rolle); „Grunder Schichten" von Aegypten (Fuchs). *Pecten sub-Holgeri Font.*, der nach Fuchs (Aegyptisches Miocän, pag. 39) eine vollkommene Zwischenform zwischen *Pecten Holgeri* und *Pecten Tournali Serr.* bildet, kommt nach Fontannes (Bassin di Vésan, pag. 48 ff.) in derselben Schichte mit *Pecten latissimus* und mit *Pecten Tournali Serr.* vor, welche beiden nach Fuchs die II. Mediterranstufe charakterisiren.

Pecten Beudanti Bast. Grossrussbach (M. Hoernes); Gainfahrn (Karrer).

Pecten Rollei Hoern. Fuchs (Aegypt. Miocän, pag. 35) führt an, dass man den für Horner Schichten bezeichnenden *P. Rollei* mit *Pecten benedictus Lam.*, einer bis ins Pliocän hinaufreichenden Art, werde vereinigen müssen.

Pecten solarium Hoern. (= *P. gigas Schloth*). Nach Karrer, Jahrb. 1868, pag. 568, in Perchtoldsdorf; nach Stache im Leithakalke bei Waitzen in Ungarn (Jahrb. 1866, pag. 314).

Perna Rollei Hoern. Nach Fontannes Bull. Soc. Geol. 1877—78, pag. 502, kommt *Perna aff. Rollei* im obersten Miocän von Cucuron vor. Fuchs citirt neuestens diese Art aus „Grunder Schichten" von Aegypten.

Bei Zusammenstellung des voranstehenden Verzeichnisses ist auf eine Reihe von Arten gar keine Rücksicht genommen worden, die zwar Fuchs gelegentlich ebenfalls als typische Arten der Horner Schichten bezeichnete (so im Führer zu den Excurs. d. d. g. G. 1877, pag. 59), welche aber schon längst (man vergl. M. Hoernes) auch im inneralpinen Becken bekannt und nachgewiesen sind oder auf solche Arten, die zwar hie und da als Leitfossilien der Horner Schichten angeführt werden, aber da sie auch noch in recentem Zustande vorkommen, unmöglich als solche betrachtet werden können (man vergl. die Fuchs'schen Listen l. c. pag. 52 ff.). Nach den oben angeführten Daten verbleiben demnach von den 51 für Horner Schichten als bezeichnend geltenden Arten nur mehr die folgenden zwölf:

Pyrula clava Bast.
(*Cerithium margaritaceum Brocc.*)
Cytherea Raulini Hoern.
(*Isocardia subtransversa Orb.*)
Cardium Kübecki Hauer.
(*Cardium cingulatum Goldf.*)
Cardium Moeschanum Mayer.
„ *Hoernesianum Grat.*
„ *Burdigalinum Lam.*
„ *Michelottianum Mayer.*
Arca cardiiformis Bast.
Pecten palmatus Lam.

Und auch unter diesen sind noch einige, wie *Cerithium margaritaceum* und *Cardium cingulatum*, die, wie aus oben Mitgetheiltem hervorgeht, nicht über jeden Zweifel bezüglich ihres Vorkommens auch in den Schichten der zweiten Mediterranstufe erhaben sind. Ihnen muss auch noch *Isocardia subtransversa* beigezählt werden, bezüglich deren R. Hoernes (Verh. 1877, pag. 178) constatirt, dass sie mit *Isocardia cor* verwechselt worden sei, da sie wohl eine viel längere Schale, aber keinen so scharfen Kiel besitze, wie ihn M. Hoernes abbilden lässt. Da nun andererseits Hilber (Ostgalizische Miocänconchylien, pag. 13)

hervorhebt, dass an den Steinkernen von *Isocardia cor* aus den Schichten der zweiten Mediterranstufe ebenfalls ein Kiel existire, so scheinen sich die anscheinend grossen Unterschiede beider Formen auf ein weit bescheideneres Maass zu reduciren, wenn nicht ganz zu verwischen.

Sieht man von diesen 3 Arten vorläufig ab, so bleiben ausser *Pyrula clava*, *Cytherea Raulini*, *Arca cardiiformis* und *Pecten palmatus*, von denen einzelne wieder grosse Seltenheiten sind, nur noch eine Anzahl grosser und auffallender Cardienformen, die als besonders bezeichnend für die Horner Schichten gelten müssen, ein Umstand, der bei dem nicht allzu grossen Reichthume des Wiener Miocäns an Cardien einigermassen auffallen muss. Es ist nicht meine Absicht, irgend welche weitere Vermuthungen an diese Thatsachen zu knüpfen, noch auch aus den hier mitgetheilten Zusammenstellungen Schlüsse zu ziehen über das Verhältniss der Horner Schichten zu den übrigen marinen Miocänablagerungen des Wiener Beckens. Das wird sich erst dann empfehlen, wenn die hier mitgetheilten Daten entweder bestätigt oder berichtigt sein werden. Bis dahin aber wird es erlaubt sein, den Horizontbestimmungen, die auf Grundlage des Vorkommens eines oder einiger weniger dieser „bezeichnenden" Leitfossilien gemacht wurden, nicht jenes volle Vertrauen entgegenzubringen, welches sie andernfalls offenbar zu beanspruchen berechtigt wären. Das gilt beispielsweise für die Horizontbestimmung gewisser Schichten als Gauderndorfer Schichten wegen des Vorkommens von *Mactra Bucklandi* bei Koch: (Geol. Beschreib. des Szent-Endre-Višegrader Gebirges), für die Bestimmung gewisser Schichten von Sagor als Horner Schichten wegen des Vorkommens von *Turritella cathedralis*, *Lutraria cf. sanna*, *Venus islandicoides*, *Cardium cfr. Burdigalinum* und *Pecten-Rollei* (Fuchs, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, 113), für die Bestimmung gewisser Schichten von Promontor bei Ofen (ebenfalls durch Fuchs, Verh. 1874, pag. 113); ebenso ist hier vielleicht zu nennen die Bestimmung der Muschelconglomerate von Stein in Krain durch Fuchs (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 48), die allenfalls auf Steinkerne von *Cardium Michelottianum* basiren würde. Dasselbe gilt für die von R. Hoernes als Horner Schichten angesprochenen Ablagerungen von Kroatien (man vergl. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1874, pag. 239, sowie Paul im Jahrb. 1874, pag. 320).

Alle diese Fälle werden erst dann als sichere Grundlagen, auf denen man fortbauen kann, gelten dürfen, wenn eine eingehende Revision der paläontologischen Beziehungen der ersten zur zweiten Mediterranstufe durchgeführt sein wird, deren Faunen nach dem Stande der heutigen Literatur immer mehr und mehr in einander zu verschmelzen scheinen.

Um weiteren Missverständnissen möglichst vorzubeugen, seien zum Schlusse meine Ansichten in den betreffenden Fragen nochmals mit aller Schärfe präcisirt:

Wenn die in meiner ersten Arbeit und im Voranstehenden citirten Bestimmungen und Thatsachen richtig sind — und es liegt für mich nicht der geringste Grund vor, daran zu zweifeln, noch eine Verpflichtung, dieselben auf ihre Richtigkeit besonders zu prüfen — so lässt

sich ohneweiters behaupten, erstens, dass man höchstwahrscheinlich berechtigt sei, in der sarmatischen Conchylienfauna nichts als einen minimalen Ueberrest der vorangegangenen Miocänfauna zu erkennen, und zweitens, dass die kurz vorher erwähnten, auf Grund einzelner sogenannter „bezeichnender" Horner Arten vorgenommenen Horizontbestimmungen vorläufig nicht die nöthige Sicherheit besitzen; — es muss aber als absolut unzulässig, ja als den elementarsten Grundlagen jeder wissenschaftlichen Forschung, zu deren ersten der wissenschaftliche Credit gehört, geradezu widerstreitend erklärt werden, dass es irgend Jemandem gestattet sein könne, ohne präcise Beweise dafür vorzubringen, nur auf die eigene Autorität gestützt, ganze Reihen von aus der Literatur entnommenen Thatsachen für falsch erklären zu dürfen, einzig und allein aus dem Grunde, weil die aus denselben gezogenen Schlussfolgerungen mit den von ihm vertretenen theoretischen Ansichten zufällig nicht vollkommen übereinstimmen. Eine Discussion über derartige Grundsätze unter Fachgenossen sollte denn doch überflüssig sein.

Die Höttinger Breccie und ihre Beziehungen zu den Glacial-Ablagerungen [1].

Von Dr. August Böhm.

Nördlich von Innsbruck, am Gehänge der Kalkalpen, breitet sich das nunmehr verfestigte und vercementirte Material einer alten Schutthalde aus, welches unter dem Namen Höttinger Breccie bekannt ist, in mehreren Steinbrüchen als vorzüglicher Baustein gewonnen und in der Stadt vielfach verwendet wird. Diese Ablagerung trägt alle charakteristischen Merkmale einer Gehängeschutt-Bildung: eckige Gestalt der einzelnen Bestandtheile, welche höchstens mehr oder weniger kantengerundet sind; regellose Anordnung; bankförmige Absonderung im Grossen, entsprechend der Abdachung des Gehänges; Zusammensetzung aus localen Gesteinsarten, welche in dem Sammel-Bereiche der alten Schutthalde selbst anstehen; ganz vereinzelt nur finden sich hie und da in der Breccie Urgebirgsgeschiebe; dieser Punkt wird uns später noch beschäftigen. Unter den am Berggehänge anstehenden, ausschliesslich triasischen Gesteinen ist ein rother, mergeliger Sandstein zu erwähnen, welcher dem Bindemittel der Breccie von dem höchsten Punkte seines Auftretens an nach abwärts eine röthliche Färbung verleiht, so dass die unteren Partien der Breccie roth erscheinen, im auffallenden Gegensatz zu den höher oben befindlichen weissen.

Was das Alter dieser Ablagerung betrifft, so gewinnen wir für die Beurtheilung desselben einen ersten Anhaltspunkt, wenn wir sehen, dass auf der Breccie an vielen Orten Moränen liegen, dass ihre Oberfläche darunter angeschliffen, polirt, gekritzt ist, und dass Fragmente der Breccie als Geschiebe in diesen Moränen auftreten; auch die glacialen Schotter, welche das Liegende der Moränen bilden, und deren Ablagerung jener dieser letzteren unmittelbar voranging, erscheinen theils über der Breccie, theils an deren Steilabfall entwickelt und führen gleichfalls Breccien-Geschiebe. Die Breccie ist hiernach älter als jene Moränen und Schotter und somit auch älter als die Vergletscherung, welche dieselben erzeugte. Dies ist vorläufig Alles, was wir hierüber mit Bestimmtheit sagen können; in der Folge wird sich jedoch in

[1] A. Penck, Die Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leipzig 1882. Cap. XVIII: Alte Breccien der Nördlichen Kalkalpen.

ähnlicher Weise auch eine untere Grenze für das Alter der Breccie ergeben. Man hat auch Pflanzenreste in der Breccie gefunden und die letztere auf Grund derselben für miocän gehalten [1]; dieser Schluss erscheint jedoch bei dem schlechten Erhaltungszustande der Pflanzen, wie Penck gezeigt hat [2]), keineswegs stichhältig. —

Steht man auf der Innbrücke bei Innsbruck und blickt gegen Norden, so hat man zur Linken als auffallendste oroplastische Orientirungsform den weiten, schön gerundeten Kessel der Höttinger Alpe, welcher nach unten trichterförmig in den Graben gleichen Namens übergeht und nach oben zu von einem felsigen Kamm begrenzt wird, welcher vom Brandjoch in einem Bogen über die Frau-Hütt und die Sattelspitzen zur Hafelekarspitze und darüber hinaus zieht. Der ganze, ziemlich steile Abfall dieses Kammes ist in einer Höhe von 2—300 Meter über dem Inn durch eine breite, sanft geneigte Terrasse unterbrochen, welche sich thalauf wie thalab weithin verfolgen lässt — und dies ist das zweite oroplastische Charaktermoment dieser Landschaft.

Die Breccie schmiegt sich, wie gesagt, dem Gehänge an und fällt mit demselben an den höheren Partien steil, auf der Terrasse sanft zu Thal; sie reicht hoch an demselben hinauf und ist verfolgt bis in eine Höhe von ungefähr 2000 Meter, bis dicht an die Felsensteilwände des Hafelekar. Hingegen reicht die Breccie mit ihrem unteren Ende nirgends bis auf die Sohle des Innthales hinab, im Gegentheil, sie bildet an der Kante der erwähnten Terrasse einen ca. 60 Meter hohen, durch Erosion entstandenen Steilabfall. Dieser Steilabfall lässt sich ziemlich geradlinig entlang der Thalrichtung verfolgen und reicht mit seinem Fusse nur bis auf eine Höhe von beiläufig 150 Meter über dem Inn herab; in ihn hinein erstrecken sich, nur wenige Meter tief, die oberen Enden von Wildbachtobeln, und in ihm sind auch die grossen Höttinger Steinbrüche angelegt, welche sich schon von weitem durch ihre frischen Abraumhalden bemerkbar machen — dies alles ist von der Innbrücke aus deutlich zu sehen. Aber man sieht von hier noch mehr als dieses.

In dem sogenannten Weiherburggraben, einem jener kurzen Wildbachtobeln, welcher von der in der Nähe befindlichen Weiherburg seinen Namen hat, erblickt man den Steilabfall der rothen Breccie und darunter einen anstehenden Felshöcker aus einem grauen Dolomit, welcher der Stufe des Muschelkalkes angehört. Zwischen diesen Felsen aber und der Breccie macht sich eine bläuliche Ablagerung geltend, welche also dem Höhenniveau nach unter der Breccie und über dem Dolomit gelegen ist. So viel von der Innbrücke aus; und nun wollen wir uns an Ort und Stelle selbst begeben.

Hier wird uns nun sofort das Wesen dieser bläulichen Ablagerung klar; wir erkennen in ihr eine typische Grundmoräne voll der schönsten polirten und gekritzten Geschiebe, eingebettet in eine nunmehr stellenweise ganz erhärtete sandige Masse; die Politur der Geschiebe erreicht hier mitunter einen Grad der Vollkommenheit, wie ich ihn anderswo

---

[1]) A. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tirols. Zeitschrift des Ferdinandeums, III. Folge, VIII. Heft, Innsbruck 1859, pag. 168.

[2]) l. c. pag. 241.

bisher nicht wieder getroffen habe. Auffallend ist die petrographische Zusammensetzung dieser Moräne: unter den Geschieben findet man fast ausschliesslich nur die verschiedenen Kalkvarietäten vertreten, hie und da nur gesellen sich ihnen solche aus Urgesteinsarten hinzu, wohingegen in der sandig-mergeligen Grundmasse Quarzzerreibsel und vornehmlich kleine Glimmerschüppchen als ein wesentlicher Bestandtheil auftreten. Die nähere Würdigung dieses Umstandes würde hier zu weit führen, ist auch in Bezug auf das Folgende nicht von Belang. Von grösserem Interesse als die Zusammensetzung erscheint uns gegenwärtig die Lagerung jener Moräne.

Dass die in Rede stehende Ablagerung unter der Breccie liege, dies wurde zuerst von Pichler behauptet, welcher in den „Beiträgen zur Geognosie Tirols" darauf hinweist, dass ober der Weiherburg die Unebenheiten der Unterlage der Breccie durch glimmerreichen Quarzsand und Letten ausgefüllt sind; derselben Ansicht, was das Lagerungsverhältniss betrifft, ist auch Penck, dessen Mittheilungen hierüber in einigen Punkten zu ergänzen, Hauptzweck der vorliegenden Abhandlung ist; er aber war es, welcher als der Erste in dem bläulichen Gesteine eine Grundmoräne erkannte, so dass wir also hier den Fall hätten, dass eine Grundmoräne die Breccie unterteufe.

Hieran würde nun an und für sich gar nichts Besonderes sein; wenn man aber bedenkt, was vorhin über die Ueberlagerung der Breccie durch Moränen gesagt wurde, dann gewinnen die Verhältnisse im Weiherburggraben sofort erhöhte Bedeutung.

Sicher festgestellt ist es, dass wir es hier mit einer echten Grundmoräne zu thun haben, hieran müssen wir festhalten, ebenso wie an der Thatsache, dass auf der Breccie vielfach ähnliche Moränen liegen. Wenn nun die Weiherburger Moräne wirklich die Unterlage der Breccie darstellt, dann muss zwischen der Ablagerung dieser liegenden und der vorerwähnten hangenden Moräne ein Zeitraum verflossen sein, innerhalb welchem die Bildung der Breccie erfolgte, und es ergibt sich dann somit nothwendigerweise eine zweimalige Vergletscherung dieser Gegend. Das durch die Höttinger Breccie repräsentirte eisfreie Intervall jedoch müsste — das können wir jetzt schon mit Bestimmtheit aussprechen — der Zeit nach sehr ausgedehnt gewesen sein, denn es erfolgten während desselben: die Bildung und Anhäufung weitgedehnter Schutthalden in einer Mächtigkeit von 50 bis 100 Meter; die Verfestigung dieses losen Materials zu jenem Gestein, welches wir heute Höttinger Breccie nennen; die Erosion desselben durch den sein Thal vertiefenden Inn; die Ausfüllung des Thales durch glaciale Schotter, welche sich an mehreren Orten an den Steilabfall der Breccie anlehnen, und welche Brecciengeschiebe enthalten. Erst nachdem alles dies geschehen, rückten die Gletscher zum zweitenmale vor, und kam jenes zweite System von Moränen zur Ablagerung, welches sowohl die Breccie als auch die glacialen Schotter überlagert. Es ist klar, dass die aufgezählten Vorgänge einen recht langen Zeitraum zu ihrer Abspielung erforderten.

Derjenige, welcher unbefangen, nicht mit dem Auge des Glacial-Geologen, jene unscheinbare Ablagerung im Weiherburggraben betrachtet, die nun plötzlich so reges Interesse für sich erweckt, wird,

dessen bin ich gewiss, ebenso wie Pichler zu dem Schlusse kommen, dass dieselbe als das Liegende der Breccie anzusehen sei; der Anblick, wie er sich bietet, spricht für diese Auffassung. Wenn man jedoch mit genauer Kenntniss und richtiger Würdigung der bisher geschilderten Verhältnisse an das Profil im Weiherburggraben herantritt, wird man demselben wohl mit etwas mehr Reserve begegnen, denn die weittragenden Consequenzen, welche nun aus einer Unterlagerung der Breccie durch eine Moräne erwachsen, lassen die grösstmögliche Vorsicht angezeigt erscheinen. —

Langer Zeit hatte es bedurft, bis sich die Lehre von der Eiszeit Eingang verschafft hatte in die geologischen Kreise, und es ist erst wenige Jahre her, dass bezüglich der Erscheinungen auf dem nordeuropäischen Tieflande die Gletschertheorie gegenüber der Drifttheorie allgemeineren Anklang gefunden.

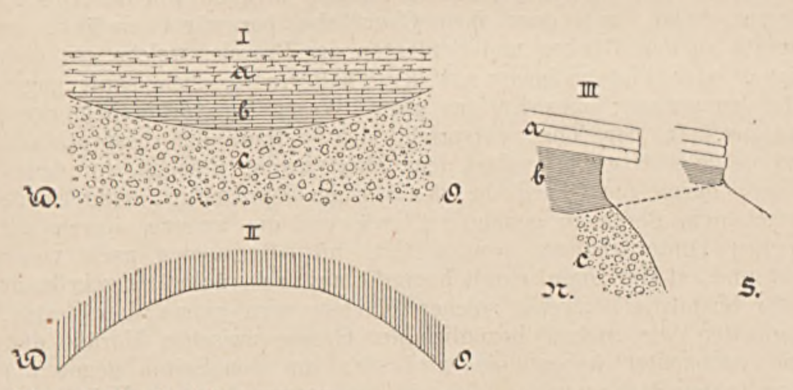
Die Vorstellung einer Eiszeit involvirt eben eine solch ungeheure Potenzirung der heutigen, qualitativ äquivalenten, alpinen Naturerscheinung, dass man sich nur schwer mit ihr befreunden konnte; man glaubte erst dann an sie, als man sich hiezu gezwungen sah, als die beobachteten Verhältnisse gar keine andere Deutung mehr gestatteten; und die letzten Scrupel schwanden erst dann, als man im Inneren Grönlands auch ein quantitatives Aequivalent der Eiszeit entdeckte. Nicht minder zurückhaltend verhielt man sich, als späterhin hie und da, und immer häufiger, von einer zweiten und wohl auch von einer dritten noch weiter zurückliegenden Eiszeit gesprochen wurde; ebenso absonderlich und unwahrscheinlich, wie früher das Phänomen als solches, erschien jetzt seine Wiederholung, und da die Anzeichen, welche von den Einen für eine solche ins Feld geführt wurden, sehr spärlich sind und von Anderen in anderer Weise gedeutet wurden, so entbehrte die polyglaciale Lehre jenes Zwanges der Anerkenntniss, wie er gegenwärtig wohl in Bezug auf eine einmalige Eiszeit allgemein besteht. Man verlangt eben für die Existenz einer zweiten Eiszeit gleichfalls sichere, zwingende Beweise, und es wäre traurig, wenn dem nicht so wäre, wenn man vielmehr, nachdem man einmal das Factum einer Eiszeit erkannt und sich mit demselben befreundet, nun auch in einer Wiederholung derselben von vorne herein nichts Ausserordentliches mehr erblicken und bei der Aufstellung ihrer Stützen minder vorsichtig verfahren würde. —

Die Profile bei Innsbruck schienen mir nun bei meinem ersten Besuche, welcher im August v. J. stattfand, nicht solche zu sein, aus denen eine Unterlagerung der Breccie durch Moränen mit absoluter Sicherheit hervorginge; die Verhältnisse, welche ich damals beobachtete, liessen auch die Deutung zu, dass die Moränen dem Steilabfall der Breccie angelagert seien, und ich theilte Penck meine diesbezüglichen Zweifel mit. Dieser hatte daraufhin die Freundlichkeit, mich zu einem gemeinschaftlichen Besuche der Breccie einzuladen, welcher im November v. J. stattfand, uns Beiden manches Neue brachte und insbesondere mir Gelegenheit bot, mich von der Richtigkeit der Penck'schen Ansicht zu überzeugen.

Was zunächst den Aufschluss im Weiherburggraben, und zwar im östlichen Endzweige desselben betrifft, so wird dessen Hintergrund,

wie schon bemerkt, gebildet durch einen Steilabfall der rothen Höttinger Breccie; die oberen Bänke dieser letzteren sind fest, die unteren hingegen mehr lose und in Folge dessen weniger widerstandsfähig; sie sind unter ihrer festen Decke herauserodirt, so dass sich nun an der Grenze zwischen der festen und losen Breccie eine Schichthöhlung befindet, welche an der linken Grabenseite beginnt und von da bis zur Grabenmitte, wo sie sich etwa 3 Meter weit unter die feste Breccie hinein erstreckt, allmälig an Tiefe zunimmt. Während die feste Breccie nur im Grossen eine bankförmige Absonderung erkennen lässt, sind die losen Partien, welche auch aus feinerem Material bestehen, deutlicher geschichtet; Bänke und Schichten streichen quer über den Graben. Der Contact zwischen der Breccie und der Grundmoräne ist am deutlichsten in der Mitte des Grabens und an dessen linker Seite zu sehen, welche weiter nach vorne zu ganz aus Moräne bestehen; noch weiter vorne befindet sich dann der erwähnte Felsbuckel aus grauem Dolomit. Die Grenzlinie zwischen der Moräne und der Breccie nun verläuft nicht horizontal, sondern senkt sich gegen die Grabenmitte zu von der festen Breccie unter die lose hinab, so dass sie dort etwa um 4 Meter tiefer liegt als an der Seite; diese Linie durchschneidet also die in dem Steilabfall der Breccie hervortretende Schichtung, so dass eine auffallende Discordanz zwischen der Moräne und der Breccie besteht. Diese Discordanz wollen wir nun genauer betrachten.

Hintergehänge des östlichen Zweiges des Weiherburggrabens bei Innsbruck.



I. Schematische Ansicht von vorne.
II. Horizontal-Schnitt.
III. Vertical-Schnitt durch die Mitte und (schwächer contourirt) durch die Seite des Grabens.

a) feste rothe Breccie, *b*) lose rothe Breccie, *c*) Grundmoräne.

Der Steilabfall der rothen Breccie im Weiherburggraben bildet nicht eine quer über den Graben streichende und der Richtung des Innthales parallele Ebene, sondern eine bogenförmig nach dem Hintergrunde gekrümmte Fläche. Von vorne gesehen tritt dies nicht besonders deutlich hervor, desto auffallender hingegen macht sich dieser



Umstand geltend, wenn man die Wandung von der Seite im Profil betrachtet. Und stellt man sich nun an die Grenze zwischen Breccie und Moräne einmal an der Seite und darauf an dieselbe Grenze, aber mehr in der Mitte des Grabens, so steht man in dem zweiten Falle nicht nur, wie schon früher bemerkt, um 4 Meter tiefer als im ersten, sondern auch noch um etwa 10 Meter weiter bergein. Verbinden wir diese beiden Punkte durch eine Linie, so fällt diese mit der Grenze zwischen Breccie und Moräne zusammen, und wir sehen somit, dass auf jener Strecke der den Hintergrund des Grabens bildenden Steilwand, auf welcher diese letztere in ihrem Verlaufe von der Seite nach der Mitte zu sich bergwärts zurückbiegt, die besagte Grenze sich senkt. Verfolgen wir nun aber die Grenze weiter, bis in die Mitte des Grabens und darüber hinaus, so werden wir uns nun nicht mehr senken, sondern uns constant in demselben Niveau bewegen; gleichzeitig aber bemerken wir, dass wir hierbei auch in demselben Querschnitt des Grabens verbleiben und nicht mehr, wie früher, weiter bergeinwärts gelangen; dort also, in der Mitte des Grabens, wo dessen hintere Wandung ihre Rundung bereits beendet hat und quer über denselben streicht, dort verläuft die Grenze zwischen Moräne und Breccie horizontal. Wenn wir aber nun in der bisherigen Richtung noch weiter entlang der Grenze fortschreiten und uns der gegenüber liegenden Grabenseite nähern, werden wir hierbei sowohl in dem Masse, in welchem wir uns früher gesenkt hatten, wieder ansteigen, als auch gleichzeitig in Folge der Krümmung des Hintergehänges wieder weiter nach vorne gelangen.

Hieraus geht hervor, dass die Moräne wirklich von der Breccie überlagert wird, und dass ihre Oberfläche bergwärts einfällt, im Gegensatz zu den Bänken und Schichten der Breccie, welche mit dem Gehänge, oder hier vielmehr mit der Thalterrasse, sich sanft gegen den Inn zu senken; dies ist das wahre Wesen der vorhin bemerkten Discordanz. In der That entspricht der Verlauf der besprochenen Grenzlinie geometrisch betrachtet dem Schnitt zweier Flächen, von denen die eine, durch die Oberfläche der Moräne repräsentirt, eine Ebene und nach dem Berge zu geneigt ist, während die andere, durch die Form des Hintergehänges repräsentirt, im Allgemeinen nach vorne geneigt und im Horizontalschnitt bogenförmig nach rückwärts gekrümmt ist; die Schnittlinie zweier solcher Flächen wird genau den Verlauf nehmen, den wir soeben bezüglich der Grenze zwischen Moräne und Breccie beobachtet haben, sie wird sich von den Seiten gegen die Mitte zu in dem Maasse senken, als sie sich, entsprechend der Krümmung der schneidenden Fläche, zurückbiegt. Eine Ueberlagerung seitens der Breccie findet also statt, und zwar ist dieselbe gleichzeitig auf eine Tiefe von ungefähr 10 M. bergeinwärts zu constatirt, denn um diesen Betrag liegt die Grenzlinie zwischen Moräne und Breccie in ihrem tiefsten Niveau in der Mitte des Grabens weiter nach innen, als in ihrem höchsten Niveau an den Seiten. Untersuchen wir nun die Beschaffenheit der Grenze selbst, so können wir allenthalben die wirklich Auflagerung der Breccie beobachten; dort wo die Moräne durchfeuchtet und erweicht ist, können wir mit dem Hammerstiel seiner ganzen Länge nach dicht an der Breccie unter dieselbe hineinbohren. —

Noch aber wollen wir uns mit dem gewonnenen Resultate nicht begnügen; wir wollen zeigen, dass alle Versuche, die Lagerungsverhältnisse im Weiherburggraben in anderer Weise als durch eine wirkliche Ueberlagerung der Moräne durch die Breccie zu deuten, unhaltbar sind. Zwei solche Versuche könnten gemacht werden; beide betrachten die Breccie als älter, beide supponiren eine Anlagerung der Moräne an die Breccie und unterscheiden sich von einander, wie wir gleich sehen werden, nur durch das relative Alter, welches sie der jetzigen, heutigen Gestalt des Steilabfalles der Breccie, welcher das Hintergehänge des Grabens bildet, gegenüber der Ablagerung der Moräne zuweisen. Das eine Mal könnte man sagen: Die Breccie ist älter als die Moräne, desgleichen auch ihr gegenwärtiger Steilabfall im Hintergrund des Grabens; die Moräne wurde diesem Steilabfall angelagert und kleidete den Graben aus, wobei sie an dessen Seiten natürlich höher an dem Hintergehänge hinauf reichte, als in der tiefer gelegenen Mitte; wenn endlich die Moräne an manchen Stellen unter die Breccie hineingreift, so ist dies einfach dadurch zu erklären, dass sich in der Breccie Bänke und Schichten aus loserem Material befanden, welche schon früher theilweise heraus erodirt wurden, so dass Hohlschichten entstanden, in welche nachher die Moräne eindrang und sie ausfüllte. Diese Auffassung der Sachlage ist jedoch nicht zulässig. Nirgends greifen an dem Steilabfall der Breccie einzelne Fetzen und Partien der Moräne hinauf, nirgends hat die Grenzlinie jenen unregelmässigen, zackigen, gekrümmten und gebrochenen Verlauf, wie er durch spätere Erosion bei nur oberflächiger Anlagerung eines weichen Materials an einen nicht gerade glatten Steilhang hätte erzeugt werden müssen; die Grenze ist vielmehr durchwegs eine äusserst scharf ausgesprochene stetige Linie. Wollten wir uns aber auch hierüber hinwegsetzen und entlang der ganzen Trennungslinie zu einer Einpressung der Moräne in eine Hohlschichte Zuflucht nehmen, so ist zu bemerken, dass diese Linie, wie wir früher gesehen haben, an den Seiten des Grabens ansteigt und hierbei, da die Breccie quer über den Graben streicht, in immer höhere und höhere Schichten derselben gelangt; die von der Moräne erfüllte Hohlschichte müsste also, nachdem sie sich in der Mitte des Grabens genau an die Schichtung der Breccie gehalten — wie dies ja stets der Fall ist und der Fall sein muss — an den Seiten nunmehr alle Schichten schräge nach aufwärts durchqueren; auch hier kann man nemlich allenthalben unter die Breccie hineinstochern. Und zu alledem ergibt sich noch auf das allerunzweideutigste, dass die gegenwärtige Gestalt des Steilabfalles der Breccie im Weiherburggraben gar nicht älter sein kann, als die Moräne, sondern dass sie im Gegentheile viel, viel jünger ist als diese. Der Steilabfall der Breccie in allen diesen Wildbachtobeln ist nemlich von ganz frischem Aussehen, zeigt quadratische Zerklüftung und mithin eckige, rauhe Formen; und weiter unten ist die Sohle des Grabens bedeckt mit Schutt, mit Trümmern der Breccie. Schon die Rückkrümmung der Breccienabstürze in den einzelnen Grabenenden lässt erkennen, dass wir es hier nicht mit dem ursprünglichen, durch die Erosion des Inn erzeugten Steilabfall zu thun haben; wenn wir aber von einem gut gewählten Orte aus sehen, wie alle diese Breccienabstürze im Grossen und Ganzen doch in einer dem Innthale parallelen Linie liegen, so

werden wir hieraus schliessen, dass der ursprüngliche Steilabfall der Breccie nicht weit von dem heutigen entfernt war, und dass die Wildbäche sich mit ihren oberen Enden bis heute nur ein verhältnissmässig kurzes Stück in die Breccie eingenagt haben. Eine treffliche Illustration zu dem Alter dieser Abstürze bildet ein steilwandförmiger Aufschluss in der Breccie höher oben am Berghang, über den Gräben. Diese Wandung ist offenbar gegenüber denen in den Gräben von hohem Alter; dies bekundet sich durch Auswitterung einzelner Fragmente der Breccie, durch graue Färbung der Steilwand, sowie durch deren gerundete Formen, welche nichts Rauhes, nichts Eckiges an sich haben. An Ort und Stelle aber erweist sich diese „uralte" Wand durch darin vorhandene Bohrlöcher als ein nach menschlichen Begriffen allerdings sehr alter Steinbruch.

Der erste Versuch einer anderen Deutung ist also missglückt; nun wollen wir uns mit dem zweiten befassen. Man könnte nemlich sagen: wenn auch, wie wir nun gesehen haben, der gegenwärtige Steilabfall der Breccie im Weiherburggraben jünger ist als die Moräne, so ist nichtsdestoweniger doch immerhin die Breccie als solche noch älter als diese. In der Breccie aber befand sich eine weit hinein reichende Hohlschichte; diese wurde von der Moräne ausgefüllt, und als dann durch spätere locale Erosion der Steilabfall der Breccie mehr nach rückwärts gegen den Bergabhang zu verlegt wurde, und zwar in der Mitte des Grabens rascher und weiter als an den Seiten, da wurde von der hiedurch entstandenen Erosionsfläche doch noch nirgends das Ende der moränenerfüllten Hohlschichte in der Breccie erreicht Auch diese Erklärung ist jedoch als irrthümlich von der Hand zu weisen. Die Hohlschichte müsste sich nach dem bisher Gesagten weiter als 10 Meter unter die Breccie hinein erstreckt haben; das wäre an und für sich noch nicht gerade unmöglich. Aber zunächst über der Moräne tritt lose Breccie auf, und erst auf dieser lagern dann die festen Bänke; wie hätte sich aber in den losen Schichten ein Hohlraum von solcher Tiefe bilden können? er hätte längst, bevor er dieselbe erreicht, in sich zusammenbrechen müssen. Ferner hätte die obere Begrenzungsfläche dieser Hohlschichte, deren Trace uns in der Grenzlinie zwischen Moräne und Breccie erhalten ist, sich gegen das Berginnere zu neigen müssen, während doch die Breccie im entgegengesetzten Sinne, dem Thale zu fällt. Eine Hohlschichte aber in einer geschichteten Ablagerung muss sowohl in ihrer Längserstreckung als auch in ihrer Tiefenrichtung mit der Schichtung im Einklange stehen, und so wenig als wir vorhin zu einer Schichthöhlung unsere Zuflucht nehmen konnten, weil deren Längsrichtung die Breccienschichtung querte, eben so wenig können wir dies jetzt, wo die Fallrichtung der supponirten Hohlschichte die entgegengesetzte jener der wirklichen Gesteinsschichten ist.

Es bleibt uns nun in der That nichts Anderes mehr übrig, als die Moräne mit ihrer hier bergwärts fallenden Oberfläche für älter, die Breccie hingegen für jünger und der ersteren discordant aufgelagert zu erachten. In diesem Urtheile werden wir bestärkt, ja es wird uns dasselbe von vorneherein förmlich aufgezwungen, wenn wir weitere Umschau halten und allenthalben über, unter und neben unseren Wild-

bachgräben glaciale Schotter in grosser Mächtigkeit entwickelt sehen. Alle jene Gräben durchschneiden diese Schotter, sie sind also jünger als dieselben und mithin von postglacialem Alter. Und betrachten wir die grossen Züge der Landschaft mehr aus der Ferne von einem Punkte der jenseitigen Innterrasse — etwa vom Berge Isel, oder besser noch von den etwas höheren Lanserköpfen aus — so lernen wir gleichfalls diese kurzen Wasserrisse als ganz unbedeutende Unterbrechungen des Terrassenabfalles, als Gebilde entschieden allerjüngsten Datums kennen. Ein am Ausgang des Weiherburggrabens in grosser Mächtigkeit aufgehäufter loser Schotterkegel ist hiefür ein weiterer Beleg. Sind aber die in Rede stehenden Gräben erst nach der Eiszeit entstanden, dann konnten während dieser Eiszeit in ihnen noch keine Moränen abgelagert worden sein; die tief gelegenen Moränen, welche in der Umgebung der Weiherburg durch Wildbachtobeln aufgeschlossen wurden, sind vielmehr älter als diese letzteren, mithin auch älter als die Glacialschotter und die Moränen der jüngsten Vereisung, von denen sie durch die Zwischenbildung der Höttinger Breccie geschieden sind.

Das Profil im östlichen Ende des Weiherburggrabens wurde hier mit etwas grösserer Ausführlichkeit behandelt, um die Verhältnisse selbst für sich reden zu lassen und nicht etwa nur eine subjective Auffassung und Deutung derselben mitzutheilen. Ich kann mich nun, was die Aufschlüsse in den benachbarten Gräben betrifft, ganz kurz fassen; in den Sohlen aller diesen Gräben treten Moränen auf und darüber die Breccie; wo die Grenze zwischen beiden deutlich zu Tage tritt, ist sie eine scharf ausgesprochene stetige Linie, und überall lässt sich die Moräne durch Bohren und Wühlen unter die Breccie verfolgen. In dem Graben östlich unter dem grossen Steinbruch ist ausserdem an der linken Seite, ebenso wie im Weiherburggraben, die directe Auflagerung der Moräne auf den Dolomit zu beobachten, während gegenüber, in höherem Niveau, über der Moräne die feste Breccie auftritt. In dem westlichen Zweige des Weiherburggrabens findet man die Breccie über der Moräne wieder in mehr loser Ausbildung entwickelt und als wir den Connex durch Klopfen und Scharren weiter verfolgten, waren wir so glücklich, aus den Grenzschichten der Breccie einen etwa faustgrossen Klumpen von Grundmoränenmasse herauszuarbeiten, welcher ganz von der Breccie umgeben war, folglich während deren Bildung derselben einverleibt worden sein muss. Hingegen tritt die Höttinger Breccie ihrerseits in diesen Moränen nirgends als Geschiebe auf, was doch der Fall sein müsste, wenn s i e die ältere Bildung wäre. Auch in einem Graben weiter östlich von der Weiherburg ist eine Unterlagerung der Breccie durch Grundmoräne ersichtlich. Hervorgehoben zu werden verdient ferner noch der Umstand, dass alle die Moränenaufschlüsse in den Gräben am Abhang der Terrasse in einem und demselben Niveau gelegen sind. — In Verbindung mit diesen Vorkommnissen ist eine Tegelgrube zu bringen, welche sich am Wege von Dorf Höttingen nach den grossen Steinbrüchen, also westlich von diesen befindet. Man sieht hier einen horizontal geschichteten reinen Bänderthon von graulich-grüner Farbe mit dünnen, rothgefärbten Zwischenlagen. Der Thon ist von einer etwa 5 Meter mächtigen Breccienbank überlagert, wie hier auf den ersten Blick mit Sicherheit zu erkennen

ist. Der Bänderthon selbst aber ist gar nichts Anderes, als die uns hier in geschichteter Ablagerung entgegentretende Grundmasse der Weiherburger Moränen. Offenbar haben wir es hier mit dem Schlammabsatz eines Gletscherbachtümpels zu thun, welcher also, wie ersichtlich, ebenfalls im Liegenden der Breccie auftritt. —

Wir wollen uns nun einem anderen Punkte zuwenden. Es wurde bereits erwähnt, dass in der Breccie, welche eine ganz locale Bildung ist, hie und da auch fremdartige Gesteine, nemlich Urgebirgsgeschiebe, vorhanden sind; am Wege nach den grossen Steinbrüchen, unweit der eben besprochenen Tegelgrube, findet man in den hier durch localen Zusammenbruch stark bergein fallenden Bänken der Breccie ziemlich häufig Gerölle von Quarz und anderen Urgebirgsarten, und auch in den Steinbrüchen selbst wird man nicht allzulange nach derartigem Material suchen müssen. Solche Gesteine aber kommen hier am nördlichen Innthalgehänge weit und breit nicht anstehend vor; wie also wurden sie über dieses Gehänge verbreitet? Da jene Gesteine *in* der Breccie enthalten sind, so mussten sie schon vor der Bildung derselben über den Berghang zerstreut gewesen sein, mithin auch längst vor der letzten Vereisung, deren Moränen ja die Breccie überlagern; von dieser letzten Vereisung können sie also nicht herrühren.

Das Auftreten dieser krystallinischen Gesteinsarten in der Breccie war es, welches in Penck zuerst den Gedanken an eine zweimalige Vergletscherung des Innthales erweckte; erst später, bei der weiteren Verfolgung des Gegenstandes, kam er auf die Moränen unter der Breccie. So nun, wie wir heute das Auftreten von erratischen Blöcken am Nordgehänge des Innthales durch die einstige Vergletscherung uns erklären, ebenso, meinte Penck, müssten wir aus der *früheren* Verbreitung krystallinischer Gesteine über das Gehänge, welche *vor* dieser letzten Vereisung erfolgte, auf eine frühere, ältere Vereisung zurückschliessen. Zu diesem Schlusse an und für sich lag nun allerdings damals eigentlich noch keine zwingende Nothwendigkeit vor, denn man hatte bis vor Kurzem die Urgebirgsgeschiebe in der Breccie nur am unteren Theile des Gehänges gekannt, nicht aber auch in den höher gelegenen Partien. Man hätte sich also auch vorstellen können, dass die Breccie ihr Urgebirgsmaterial aus älteren Flussanschwemmungen, etwa aus Nagelfluhschichten bezogen habe. Nun haben aber Penck und ich bei unserem gemeinschaftlichen Besuche auch in grösseren Höhen krystallinische Gesteine der Breccie einverleibt gefunden, und um diesen merkwürdigen Vorkommnissen nachzuspüren, wollen wir eine kurze Excursion in den *Höttinger Graben* unternehmen, wobei wir zugleich noch ein weiteres Beispiel der Unterlagerung der Breccie durch eine Moräne kennen lernen werden.

Unmittelbar hinter den letzten Häusern des Dorfes Höttingen wird das linke Steilgehänge des Höttinger Grabens gebildet durch eine röthliche, nur lose verfestigte und aus einem wirren Durcheinander von ziemlich eckigen Kalkfragmenten bestehende Schuttmasse, welche sich durch ihre rohe Schichtung als die Ablagerung eines Wildbaches erweist. Blöcke von rother und weisser Breccie, welche hie und da, und manchmal in deutlich gerundeter Form, in diesem Schutt auftreten, beweisen, dass derselbe jünger ist als die Breccie, während er sich

seinerseits wieder als älter erweist als die Glacialschotter, welche ihn überlagern. Diese Ueberlagerung ist in einem kleinen Seitengraben ersichtlich, und zwar auf beiden Hängen desselben; auch wiederholt sie sich in einem Aufschlusse etwas höher oben im Hauptgraben. In dem Schutt aber finden sich Geschiebe der verschiedensten krystallinischen Gesteinsarten, und zwar weit zahlreicher und häufiger als in der Breccie selbst [1]). Aus diesem letzteren, etwas auffälligen Umstande schliesst nun Penck, dass nicht nur vor der Bildung der Breccie, sondern auch nach derselben und vor der letzten Vereisung abermals eine Verbreitung von erratischem Material über das Nordgehänge des Innthales stattgefunden habe [2]) — ein Schluss, welcher jedoch vorläufig von Penck selbst nur als eine Vermuthung ausgesprochen wird und durch spätere ausgedehntere Beobachtungen erst noch zu erhärten ist; wir wollen deshalb bis auf weiteres von demselben Abstand nehmen. Jedenfalls aber steht fest, dass auch das Auftreten der Urgebirgsgeschiebe in diesem Höttinger Schutt, wie man ihn zum Unterschiede von der Höttinger Breccie genannt hat, durch die letzte Vereisung nicht erklärt werden kann [3]). Aber wir befinden uns noch in der Tiefe, in der Nähe der Thalsohle, weshalb die Verbreitung krystallinischen Gesteins auf fluviatilem Wege hier keineswegs ausgeschlossen erscheint.

Steigen wir höher.

Indem wir den Fahrweg verlassen und uns nach dem Bachbett halten, gelangen wir in diesem alsbald zu einer röthlichen Ablagerung von eckigem, theilweise cementirten, theilweise mehr losen Material, welches in seinem Aussehen sowohl an den Höttinger Schutt als auch mehr noch an die rothe Breccie erinnert und gleichfalls nicht selten Urgebirgsgeschiebe führt. Als das Hangende dieser Ablagerung treten, durch eine scharfe Grenze von ihr geschieden, Glacialschotter auf, welche Fragmente derselben in abgerollter Form enthalten. Höher oben im Graben finden sich dann Aufschlüsse in der typischen rothen

---

[1]) Einem directen Connex zwischen allen drei Ablagerungen begegnet man in einem kleinen aufgelassenen Steinbruche oberhalb der mehrmals erwähnten Tegelgrube, am Wege nach den Hungerburger Brüchen. Hier steht zu unterst die Breccie an, und darüber liegt, durch eine scharfe Grenzlinie geschieden, der Schutt mit zahlreichen Urgebirgsgeröllen und gelegentlich Fragmenten der Breccie. An diesen Schutt, welcher local breccienartig verkittet ist, lehnen sich, scharf und fast vertical gegen denselben abschneidend, Glacialschotter an, welche Bruchstücke desselben enthalten.

[2]) l. c. pag. 241—244.

[3]) Eine ganz ähnliche Bildung findet sich am Ausgange der Klamm des Vomperlochs in der Nähe von Schwaz. Dort hat der Vomperbach in das Innthal einen ungeheuren Schuttkegel vorgebaut, dessen Material verfestigt ist und eine conglomeratartige Breccie bildet. Das heutige Bett des Baches ist in diese Ablagerung eingenagt; es ist ziemlich breit und wird immer weiter nach Osten verlegt. Die conglomeratartige Breccie, deren Mächtigkeit bei der „Pfannenschmiede" 90 Meter beträgt, besitzt alle Eigenthümlichkeiten einer Wildbachablagerung, nemlich rohe Schichtung und nur Kantenrundung der einzelnen Fragmente; ihre Schichten fallen in dem heutigen Bachanschnitt ziemlich steil (15—20°) nach Süden. Der Untergrund besteht aus Dolomit; im Hangenden treten Glacialschotter auf; die Ablagerung ist somit älter als die jüngste Vereisung; ihrem Aussehen nach ist dieselbe aber offenbar jünger als die Höttinger Breccie. Vielleicht erweist es sich einmal später, dass wir es hier mit einem Aequivalent des Höttinger Schuttes zu thun haben; gleich ihm führt auch die Vomperablagerung in ziemlicher Menge Urgebirgsgeschiebe.

Breccie; dieselbe steht im Bachbett an und bildet auch die Seitenhänge bis zu einer Stelle etwas über der zweiten Brücke, wo der Bach unter einem stark überhängenden Breccienfelsen durchfliesst.

Hier nun bildet der Graben eine kleine Weitung; zunächst findet man an der rechten Bachseite, dicht am Wasser, in einer weissen, breccienartigen, jedoch stark lehmigen Ablagerung zahlreiche gekritzte Geschiebe, und gleich darauf stellen sich an beiden Ufern Grundmoränen ein, welche ebenso wie die Weiherburger Moränen vorzugsweise Kalkgeschiebe enthalten. In der Moräne zeigen sich feste Bänke, welche mit dem Bachbette, etwas steiler als dieses, fallen. Auch in den Bänken findet man zahlreiche gekritzte und polirte Geschiebe; ihre Grundmasse unterscheidet sich lediglich durch den Grad der Festigkeit von jener der unter, über und zwischen ihnen liegenden Grundmoräne, weshalb dieselben als Ausbildungsform der Moräne anzusehen sind. Am unteren Beginn dieses sich ziemlich weit im Graben aufwärts ziehenden Aufschlusses sieht man nun beiderseits über der Moräne die rothe Breccie entwickelt, welche sich dann am linken Gehänge weiter zurückzieht und in höherem Niveau auf der Moräne eine Terrasse frei lässt, welche mit Buschwerk und einzelnen Bäumen bedeckt ist. Ein wenig oberhalb dieser Stelle tritt über der Moräne, sehr unregelmässig gegen dieselbe absetzend, ein grobtrümmeriger Schutt mit zahlreichen grossen Breccienblöcken auf, welcher grosse Aehnlichkeit mit dem Höttinger Schutt besitzt, und wieder darüber folgt Glacialschotter; dass man es hier mit einer wirklichen Ueberlagerung zu thun hat, ist in mehreren Wasserrissen ersichtlich; über den Glacialschottern endlich folgen mächtige Moränen: beide gehören dem oberen System von Glacialablagerungen an. Wir sehen also auch hier, an einer von der Weiherburg ziemlich weit entfernten und bedeutend höher gelegenen Stelle unter den Gliedern der einen, bisher allein allgemein erkannten Vereisung die unzweifelhaften Spuren einer älteren Vergletscherung erscheinen.

Bei der Fortsetzung unseres Aufstieges im Graben gelangen wir nunmehr auf Dolomit, und es fehlen auf bedeutende Entfernung Vorkommnisse der Breccie. Erst in der grossen Weitung unterhalb der Höttinger Alpe stellen sich wieder solche ein, und zwar ist es die weisse Breccie, mit welcher wir es hier zu thun haben, da wir uns schon über jenem Mergelzuge befinden, welcher die rothe Färbung der abwärts von ihm gelegenen Partien bedingt. Die Breccie gewinnt alsbald über den ganzen, von mehreren Wasserrissen durchfurchten Kessel Verbreitung und bildet unterhalb der Höttinger Alpe eine Steilwand von bedeutender Höhe. In dieser Gegend nun waren wir so glücklich, mehrere wichtige Funde zu machen. Zunächst entdeckten wir, 570 Meter über Innsbruck [1]), in der festen Breccie einige Gneissgerölle, dann fanden wir, 70 Meter höher, in derselben Fragmente, welche eine mehr oder weniger deutliche Kritzung erkennen liessen; weitere 80 Meter höher stiessen wir wieder auf ein Gneissgerölle, und endlich, abermals um 60 Meter höher, sahen wir in der erwähnten Steilwand unter der Höttinger Alpe, 4 Meter über dem Boden, einen grossen, schön geglätteten und polirten Kalk-

[1]) Innsbruck liegt in einer Seehöhe von 570 Meter N. Spec.-Karte.

block von 1/2 Meter Durchmesser, welcher eine typische Gletscherkritzung erkennen liess. Dieser letzte Punkt befand sich 780 Meter über Innsbruck, somit in einer Meereshöhe von 1350 Meter [1]). Die Höttinger Alpe befand sich zuletzt nur noch 100 Meter über uns. Der tiefer werdende Schnee — es war Mitte November — hinderte uns leider, die Beobachtungen noch höher hinauf fortzusetzen; wir dürfen also die Höhe von über 1300 Meter, bis zu welcher wir Einschlüsse von Urgebirgsgeröll und gekritzten Geschieben in der Breccie constatirten, noch nicht als die oberste Grenze dieser Vorkommnisse betrachten. Auch müssen die betreffenden Gerölle und Geschiebe ursprünglich höher oben am Berghang gelegen sein, als der Ort, an welchem wir ihnen jetzt in der Breccie begegnen, da sie nicht nur in den tiefsten Schichten zunächst dem Erdboden, sondern in verschiedenen Niveaux derselben auftreten; diejenigen aber, welche in höheren Schichten der Breccie — welche ja eine verfestigte Schutthalde ist — enthalten sind, müssen von höher oben mit dem anderen Schutt herabgekommen sein. Doch wir wollen uns mit dem begnügen, was thatsächlich beobachtet wurde, dass die Breccie bis zu einer Höhe von mehr als 1300 Meter Urgebirgsgeröll und gekritzte Geschiebe in sich eingeschlossen enthält. In dieser Höhe kann man aber keine fluviatilen Anschwemmungen mehr voraussetzen, und das Auftreten der gekritzten Geschiebe vollends lässt sich nur durch das Vorhandensein eines Gletschers vor der Bildung der Breccie erklären, welch letztere auch in diesen höher gelegenen Partien vielfach von Moränen und erratischem Schutt überlagert wird. Es muss mithin das Innthal vor Bildung der Breccie von einem Gletscher erfüllt gewesen sein, welcher hier eine Mächtigkeit von mindestens 700 Meter besass und somit erratisches Gestein bis in eine Meereshöhe von über 1300 Meter verbreiten konnte. Die Beobachtungen bezüglich des Gehaltes der Breccie an Urgebirgsmaterial bekunden also in gleicher Weise wie jene über die Unterlagerung derselben durch Moränen — in Verbindung mit den sonstigen Glacialerscheinungen — eine zweimalige Vereisung unserer Gegend. —

Als wir erkannt, dass in der Umgegend der Weiherburg wirklich unter der, sonst von Moränen überlagerten Höttinger Breccie Grundmoränen vorhanden seien, da schlossen wir auf ein interglaciales Intervall, welches zwischen einer zweimaligen Gletscherbedeckung dieses Landstriches stattgefunden haben müsse. Dass ferner dieses Intervall von recht langer Dauer gewesen sei, dies folgerten wir aus der Bildung der 60—100 Meter mächtigen Breccie und den übrigen Vorgängen, welche während desselben zur Abspielung gelangten. Zu der Erkenntniss eines solchen interglacialen Intervalls führte uns nun auch das Auftreten von Urgebirgsgeröll und gekritzten Geschieben in eben dieser Breccie hoch oben am Berghang; aber diese letzteren Vorkommnisse geben uns gleichzeitig ein Mittel in die Hand, auch auf die räumliche Ausdehnung jenes Intervalls einen Schluss zu ziehen und uns somit der Frage zu nähern, ob wir es hier mit einer Oscilla-

[1]) Ich bemerke, dass diese Höhenangaben nicht auf Schätzungen beruhen, sondern durch Messungen mit vorzüglichen Casella'schen Aneroiden gewonnen wurden; sie sind vollkommen verlässlich.

tion einer und derselben Vergletscherung, oder aber mit zwei von einander getrennten Eiszeiten zu thun haben.

Aus der Höhe, in welcher die Funde von Urgebirgsgeröll in der Breccie gemacht wurden, geht hervor, dass während der ersten Vereisung, welche die unteren Moränen zur Ablagerung brachte, der Gletscher des Innthales mindestens bis in eine Höhe von 1300 Meter hinaufreichte; aus dem tiefen Hinabreichen der Breccie hinwieder folgt, dass der Gletscher sich während deren Bildung vollständig aus der Gegend von Innsbruck zurückgezogen habe; das gänzliche Verschwinden eines Gletschers aber von einem Orte, an welchem derselbe früher eine Mächtigkeit von mindestens 700 Meter besass, kann man wohl kaum mehr als den Ausdruck einer blossen Oscillation betrachten. Als der Inngletscher bei Innsbruck bis zu dieser Höhe gediehen war, musste er seine Zunge fast schon bis auf die bayrische Hochebene vorgeschoben haben; dass aber hierauf der Rückzug des Gletschers nicht etwa nur bis ein wenig hinter Innsbruck, sondern vielmehr bis in die inneren Thäler der Centralalpen hinein erfolgte, dies beweisen, wie schon von Penck hervorgehoben wurde, die unmittelbar vor dem Herannahen der jüngsten Vereisung zur Ablagerung gelangten Glacialschotter, deren Terrasse sich als ein einheitliches, zusammengehörendes Ganze fast ununterbrochen weit zurück ins Oberinnthal verfolgen lässt. Wir haben es also mit dem vollständigen Schwinden einer Vergletscherung von eiszeitlicher Ausdehnung zu thun und mit dem Wiedereintritt einer solchen nach einer sehr langen Pause; wir können mithin diese Pause, welche wir bisher mit dem Namen „interglaciales Intervall" belehnten, nunmehr mit Fug und Recht als eine „interglaciale Periode" betrachten.

Ein Einwurf, aber auch nur einer, könnte allenfalls noch gemacht werden. Man könnte sagen: Als der Gletscher des Innthales herangekommen, habe er kurz unterhalb Innsbruck Halt gemacht, die Moränen bei der Weiherburg abgelagert und sich sodann eine Strecke weit zurückgezogen; nach sehr langer Zeit, während welcher die Bildung der Breccie erfolgte, sei er dann wieder vorgerückt, immer mehr und weiter, und es habe hiebei seine Oberfläche endlich die Höhe von 1300 Meter und darüber erreicht. Nunmehr habe der Gletscher neuerdings eine kleine Oscillation von langer Dauer gemacht, es habe sich während derselben die Bildung der Breccie — nur jetzt in grösserer Höhe — wiederholt, wobei derselben natürlich das erratische Material einverleibt werden konnte, welches bei dem höheren Gletscherstande dort oben verbreitet worden war. Schliesslich sei der Gletscher abermals gewachsen, und es habe hernach die Vereisung ihren weiteren Verlauf genommen.

Auf diese Weise könnte man meinen, mit nur einer Vereisung, welche in verschiedenen Phasen ihrer Entwicklung oscillirte, auszukommen. Dem ist aber nicht so.

Erstlich lässt ja schon, wie früher bemerkt, die fortlaufende Terrasse der Glacialschotter erkennen, dass die ältere Vereisung, deren Spuren unter und in der Breccie erhalten sind, im Innthale vor der Ablagerung dieser Schotter vollständig geschwunden war, und dass das neuerliche Vorrücken der Gletscher in den inneren Centralalpenthälern

begann, von dort heraus erfolgte. Ferner erweist sich die Höttinger Breccie selbst durchaus als eine einheitliche Bildung, die, wenn sie auch hie und da durch locale Erosion unterbrochen erscheint, doch zumeist in continuo von den Steinbrüchen bis hoch hinauf über die Höttinger Alpe zu verfolgen ist. Auch könnte die letztgemachte Annahme das Auftreten von Urgebirgsgeröll und gekritzten Geschieben nur in den alleroberstеn, jüngsten Schichten der Breccie erklären, nicht aber auch in den tieferen, älteren, welche jedenfalls schon vor der zweiten Oscillation hätten müssen gebildet worden sein. Sodann aber lehrt zum Ueberfluss eine kurze Erwägung, dass während dieser supponirten zweiten Oscillation eine Bildung von Breccie auf unserem Gehänge überhaupt von vorneherein völlig ausgeschlossen erscheint. Als hier der alte Inngletscher eine Mächtigkeit von 700 Meter gewonnen hatte und in eine Seehöhe von 1300 Meter hinaufreichte, musste die Schneelinie schon eine sehr bedeutende Depression erfahren haben, und konnten die nördlichen Kalkalpen längst nicht mehr eisfrei gewesen sein. Im Gegentheil, wir müssen annehmen, dass sich allenthalben von den Gebirgen des Innthales Gletscher herabschoben, welche den Hauptgletscher speisten und so dessen ungeheures Anwachsen ermöglichten. Im Ennsthal konnte ich im vergangenen Sommer durch genaue Untersuchungen constatiren, dass dortselbst die Verschmelzung der sich nach abwärts vorschiebenden Hängegletscher mit dem an Höhe zunehmenden Hauptgletscher schon lange vor dem Maximum der Vereisung erfolgte, und hier in den Tiroler Alpen, wo die Vergletscherung eine viel intensivere war als dort, müssen diese Verhältnisse in noch gesteigertem Maasse zur Geltung gekommen sein. Zu jener Zeit also, in welcher der Hauptgletscher des Innthales bereits das Niveau von 1300 Meter erreichte, war das Gehänge über ihm weder eis- noch schneefrei, und insbesondere musste der weite Kessel der Höttinger Alpe damals schon ganz und gar von einem localen Gletscher erfüllt gewesen sein. Wenn nun auch eine grosse Oscillation eintrat und das Niveau des Hauptgletschers um ein bedeutendes Stück sank, so war dieses Sinken vielleicht noch nicht einmal ausreichend, um die Zungen der localen Gletscher von dem Hauptgletscher loszureissen; keinesfalls aber schwanden dieselben ganz; denn bei dem Herannahen der Vereisung waren entschieden die Bedingungen zur Entwicklung relativ kleiner Hängegletscher hoch oben auf dem Abfall der Kalkalpen weit eher gegeben, als die zu dem Vordringen eines ungeheuren Inngletschers bis in die Gegend von Innsbruck — und das Umgekehrte musste bezüglich des Rückzuges der Gletscher stattfinden. So lange aber die Gletscher- und Firnmassen auf dem Gehänge nicht gänzlich geschwunden waren, konnte es dortselbst unmöglich zu der Bildung einer Breccie gelangen.

Wir sehen somit, dass wir auch mit der Annahme mehrerer Oscillationen nicht auskommen. Die Verhältnisse, welche wir bei Innsbruck beobachtet haben, können nur durch ein vollständiges Verschwinden einer Vereisung erklärt werden, deren Ausdehnung hier durch eine Mächtigkeit des Hauptgletschers von mindestens 700 M. veranschaulicht wird; nach dieser Eiszeit trat eine Interglacial-Periode von bedeutender Länge ein, innerhalb welcher die Bildung der

Höttinger Breccie und ihre Erosion an der Innthalterrasse, sowie die Anhäufung des Höttinger Schuttes erfolgten, und während welcher das Inngehänge noch in einer Höhe von 1000 Meter bewachsen war, wie Pflanzenfunde in der Breccie beweisen; hierauf entwickelte sich dann abermals eine grosse Eiszeit, deren Spuren wir fast allenthalben in unseren Gebirgen begegnen, während sie jene ihrer Vorgängerin, wo dieselben nicht durch Zwischenbildungen geschützt waren, verwischte und uns unkenntlich machte.

Beiträge zur Geologie von Galizien.

Von Dr. Emil Tietze.

(Zweite Folge.)

C. Mittheilungen über den Karpathenrand bei Wieliczka.

(Vorgelegt in der Sitzung der geol. Reichsanst. am 20. Nov. 1883.)

So viel auch schon über die Umgebung von Wieliczka und die Lagerungsverhältnisse der dortigen Salzformation geschrieben wurde, so ist doch darüber noch immer mancherlei zu bemerken, und von einer definitiven Lösung aller hier einschlägigen Fragen scheinen wir neuerdings entfernter als je zu sein, nachdem die vor einiger Zeit von Paul in seinem Aufsatze über die Lagerungsverhältnisse von Wieliczka (Jahrb. geol. Reichsanst. 1880, pag. 687) aufgestellten Ansichten in einigen Punkten, wie es scheint, die Billigung gerade desjenigen Forschers nicht gefunden haben, der in jüngster Zeit die eingehendsten und fleissigsten Studien daselbst vorgenommen hat. Wenigstens hat Herr Professor Niedzwiedzki in seinem Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia (Lemberg 1883) die Deutungen Paul's hie und da angezweifelt. Wenn nun auch jener Autor noch einen zweiten Beitrag in Aussicht gestellt hat, welcher speciell die Verhältnisse in den Gruben von Wieliczka zum Gegenstande haben soll, und nach dessen Erscheinen sich erst der ganze Umfang der Aenderungen wird ermessen lassen, die Niedzwiedzki an der Paul'schen Auffassung vornimmt, so bieten doch schon heute die bereits vorliegenden Mittheilungen über das karpathische Randgebirge jener Gegend Veranlassung zu einer anregenden Discussion.

Für den Karpathen-Geologen wird das Interesse der Niedzwiedzki'schen Schrift vielleicht auch noch durch den Umstand gesteigert, dass in derselben einige der älteren Ansichten von Hohenegger und Fallaux, welche man bisher für die karpathischen Gebiete von Schlesien und Westgalizien nahezu als Evangelium betrachtet hatte, einer streng kritischen Erörterung, und zwar zum Theil mit guten Gründen unterzogen wurden.

Ich meinerseits beabsichtige nun gar nicht, die verschiedenen aufs Neue in Fluss gebrachten Fragen der verwickelten Geologie von

Wieliczka zu entscheiden. Ich möchte nur einige Wahrnehmungen mittheilen, welche als Material bei der weiteren Besprechung der Sache dienen könnten, denn da diese Wahrnehmungen nicht auf Grund einer längeren systematischen Untersuchung gemacht wurden, sondern nur gelegentlich eines kurzen Besuchs, den ich im Anschluss an meine diesjährigen Aufnahmen im Gebiet von Krakau unternahm, so muss ich von vorneherein auf eine zusammenhängende Darstellung der Verhältnisse von Wieliczka verzichten.

Gehen wir sogleich zur Sache über und suchen wir den Schwerpunkt des genannten Streitfalles zu ermitteln.

Einer der wesentlichsten Differenzpunkte zwischen Paul und Niedzwiedzki beruht in der verschiedenen Auffassung des sogenannten Sandsteines von Tomaśkowice, insofern der Letztere diesen Sandstein für Albien erklärt, während der Erstere der Meinung war, hier die liegendsten Theile der miocänen Salzformation vor sich zu haben.

Man gelangt zu den betreffenden Aufschlüssen, indem man zuerst von Wieliczka aus die Strasse nach Gdów in ostsüdöstlicher Richtung verfolgt und dann südwärts in jene Schlucht einbiegt, welche sich westlich von Tomaśkowice gegen Chorągwica zu erstreckt. Zuerst sieht man daselbst, wenn auch nur undeutlich aufgeschlossen, rothe, stellenweise etwas grünliche Thone im Bachbett anstehen. Dahinter erblickt man noch immer unweit der Strasse einen etwas grösseren Hügel auf der Ostseite des Baches. Dieser Hügel besteht aus sehr losen Sandsteinen, deren Schichtung eine sehr steile nach Süden gerichtete ist, wie dies Niedzwiedzki (l. c. pag. 18) sehr richtig bemerkt hat. Diese Sandsteine oder Sande, wie man sie stellenweise nennen könnte, gehen auch über den Bach auf dessen anderes Ufer, wenn auch viel schlechter aufgeschlossen, herüber. Weiter südlich aber trifft man sofort wieder auf rothe und graugrüne Schieferthone, welche daselbst mit Lagen dunkler, sandiger Schiefer und dünngeschichteter Sandsteine abwechseln. Relativ sehr selten zeigen diese letzteren Sandsteine eine Annäherung an den Typus, für den wir in der Karpathengeologie den Ausdruck Strzolka-artig eingeführt haben und welcher bekanntlich in der Krummschaligkeit und dem Glimmergehalt dünngeschichteter Sandsteine begründet ist. Die Aufrichtung dieser Schichten ist eine sehr steile, so dass man meist direct von verticaler Schichtenstellung sprechen kann. Das Streichen scheint unregelmässig zu sein. An einer Stelle fand ich dasselbe in Stunde 23, also nahezu nordsüdlich verlaufend.

Einen directen Beweis für seine Auffassung der fraglichen Sandsteine als neogen hat Paul nicht beigebracht. Er stützt sich anscheinend in erster Linie auf das Vorhandensein des rothen Thones in der Nachbarschaft des losen Sandsteins. Da man rothen Thon im Bereiche des Wieliczkaer Grubenbaues gefunden habe und da nach Foetterle auch bei Bochnia ein rother Thon das Liegende der Salzformation bilde, so könne man ihn auch hier bei Tomaśkowice dazu rechnen. Das Schicksal des Thones wird in der Betrachtung von dem des Sandsteines nicht getrennt und so wird dann die liegendste Partie der Salzformation construirt. Doch kann man in den Worten, dass die besprochenen Schichten der Salzformation „im weiteren Sinne“ angehören, eventuell eine Art von Vorbehalt bei dieser Deutung finden.

Es ist nun unbestreitbar, dass rothe Thone vielfach in der galizischen Salzformation vorkommen, wie wir selbst, Herr Paul und ich, in unseren früheren Arbeiten über die Karpathen bekanntgegeben haben. Bereits in eben diesen Arbeiten haben wir indessen das Vorkommen rother Thone auch im Bereich der eigentlichen, der Salzformation dem Alter nach vorausgehenden Karpathensandsteine feststellen können. Dem entsprechende Beobachtungen sind dann später noch wiederholt gemacht worden, und heute kennen wir allenthalben solche rothe Thone in cretacischen sowie in miocänen Schichten der Karpathen. Ihr Vorkommen, für sich allein betrachtet, beweist also für die Altersdeutung wenig. Paul würde auch kaum sich im vorliegenden Falle auf dasselbe für seine Beweisführung gestützt haben, wenn er seine Excursion bis jenseits südlich der losen Sandsteine ausgedehnt hätte. Er hätte das Auftreten der fraglichen Thone beiderseits im Hangenden und Liegenden der losen Sandsteine wahrgenommen, also auch nicht mehr annehmen können, der rothe Thon bilde „die obere Grenze“ der Sande (l. c. pag. 691). Namentlich aber sprechen diejenigen Gesteine, welche man in den besseren Aufschlüssen südlich von den losen Sandsteinen in Vergesellschaftung mit den bunten Thonen findet, keineswegs für die Zuzählung dieses Schichtencomplexes zur miocänen Salzformation. An der Uebereinstimmung aber der Thone beiderseits des Tomaškowicer Sandsteins möchte ich nicht im Geringsten zweifeln. Dass man die anderen Schiefer und Sandsteine nördlich vom Tomaśkowicer Sandstein nicht ebenfalls in Gesellschaft der dortigen bunten Thone findet, beruht wohl darauf, dass, wie gesagt, die Aufschlüsse daselbst sehr schlecht und überhaupt nur an einer einzigen Stelle spurenweise vorhanden sind. Hinzugefügt darf werden, dass ein Contact aller dieser Bildungen mit sicher zur Salzformation gehörenden Gesteinen nördlich von Tomaśkowice überhaupt nicht wahrgenommen werden kann.

Auf Grund des hier geschilderten Verhältnisses möchte ich also Herrn Niedzwiedzki Recht geben, wenn er der Deutung Paul's bezüglich der Tomaśkovicer Sandsteine nicht beipflichtet, sondern annimmt, dass diese Bildung dem vormiocänen Randgebirge des miocänen Absatzgebietes dieser Gegend angehört.

Er gelangte zu dieser abweichenden Ansicht allerdings auf einem anderen Wege. Er fand nämlich den betreffenden Sandstein petrographisch ähnlich anderen Sandsteinen des benachbarten Karpathengebietes, welche er mit dem Godula-Sandstein der schlesischen Karpathen und mit dem massigen Jamna-Sandstein Ost-Galiziens vergleicht und demzufolge zum Albien rechnet.

Inwieweit er mit dieser Parallelisirung für alle einzelnen Fälle Recht hat, werden wohl erst weitere Studien in jener Gegend entscheiden. Gerade bei Tomaśkowice schien mir die Sache nicht so sicher zu sein. Jedenfalls sahen sowohl unsere ostgalizischen Jamna-Sandsteine als die schlesischen Godula-Sandsteine anders aus, als die Tomaśkovicer Sandsteine. Eine gewisse Massigkeit in der Schichtung und dem sonstigen Auftreten findet sich in den Karpathen auch bei den Sandsteinen anderer Horizonte. Diese Eigenschaft allein genügt also noch zu keinem Altersvergleich. Allerdings hat Niedzwiedzki durch die Auffindung von Ammoniten und Inoceramen in Zwischenlagen der dickbankigen Sand-

steine von Mietnów und Chorągwica den überaus wichtigen Beweis von dem Vorhandensein cretacischer Bildungen in dem Gebirge bei Wieliczka geführt und dadurch die ältere Auffassung Hohenegger's und Fallaux's, welche die betreffenden Localitäten zum Eocän rechneten, wesentlich modificirt, allein es möchte doch noch nicht als sichergestellt anzusehen sein, dass deshalb alle dickschichtigen Sandsteine jenes Gebietes der Kreide zufallen.

Niedzwiedzki selbst muss zugestehen, dass in der überaus mürben Beschaffenheit des Tomaśkowicer Sandsteines ein abweichendes Merkmal gegenüber der Beschaffenheit des Sandsteines von Mietnów begründet ist. Er meint, dies käme von einer weitergehenden Zersetzung her, weil der erstere Sandstein länger den Wirkungen der Atmosphäre und des Meerwassers ausgesetzt gewesen sein könne. Das ist nun freilich eine etwas willkürliche Vorstellung. Ist nämlich der Sandstein von Tomaśkowice gleichaltrig mit dem von Mietnów, und ist der Faltenwurf, der ihn an die Oberfläche gebracht hat, nicht älter als derjenige, welchem der Sandstein von Mietnów sein Hervortreten im Gebirge verdankt, so ist kein Grund vorhanden, weshalb er von den Atmosphärilien hätte intensiver oder dauernder angegriffen werden können, als andere Sandsteine seiner Epoche. Von der aus anderen Gründen wahrscheinlichen Voraussetzung ausgehend, dass die Störungen des karpathischen Terrains je mehr nach Norden zu eher desto jünger als desto älter sind, würde aber der Sandstein von Tomaśkowice sogar noch etwas weniger lange als der von Mietnów unter den zersetzenden Einflüssen der Atmosphäre zu leiden gehabt haben. Ob nun ferner andererseits die mehr vorgeschobene Position gegen das miocäne Meer von wesentlichem Einfluss auf die heute sichtbaren Partien des fraglichen Sandsteines gewesen sein kann, bleibt doch ebenfalls zu bezweifeln; schon deshalb, weil diejenigen Partien des Sandsteines, welche zur Miocänzeit dem directen oder indirecten Einfluss des Meeres ausgesetzt gewesen sein könnten, heute kaum noch die Oberfläche des betreffenden Hügels bilden, sondern längst durch Denudation entfernt sein dürften.

Vor Allem aber ist es bedeutsam, dass die Zwischenlagen des Sandsteines von Mietnów, in welchen cretacische Fossilien vorkommen, beim Sandstein von Tomaśkowice bis jetzt nicht beobachtet wurden. Die diesbezügliche Ansicht Niedzwiedzki's hat demnach vorläufig nur subjectiven Werth für ihn selbst, und man wird es verzeihlich finden, wenn derselben eine andere, zunächst ebenfalls nur subjective Vermuthung entgegengestellt wird.

Durch die neuesten Aufnahmen in den westlichen Karpathen, deren Ergebnisse Herr Niedzwiedzki zur Zeit der Abfassung seines Berichtes allerdings nicht zugänglich sein konnten, ist eine den jüngeren Karpathensandsteinen dieser Gegenden eigenthümliche Sandsteinbildung bekannt geworden, welche der neuerdings von Uhlig gegebenen Beschreibung gemäss mit dem Sandstein von Tomaśkowice in vieler Beziehung übereinzustimmen scheint. Uhlig (Beiträge z. Geologie d. westgaliz. Karpathen, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1883) hat dieselben Kugelsandstein genannt, weil die fester verkitteten Partien aus dem sonst ganz losen Gestein, welches meist nur „leichtgekitteter Sand" ist, kugelig hervorragen. Derselbe Autor stellt diese Sandsteine ins Eocän, und

zwar an die Grenze der oberen Hieroglyphenschichten gegen die Menilitschiefer, während gewisse ähnliche Sandsteine aus der Gegend von Stryi in Ostgalizien, auf welche sich Uhlig zum Vergleich beruft, von mir noch den Menilitschiefern zugerechnet wurden. An diese eocänen oder oligocänen Sandsteine wird man vielleicht bei dem losen Sandsteine von Tomaśkowice zu denken haben.

Bezeichnend für die Zulässigkeit dieser Vermuthung ist es wohl auch, dass Niedzwiedzki selbst erwähnt (pag. 19), er habe ausser seiner Deutung des bewussten Sandsteines als Albien „von allem Anfang an nur noch die Möglichkeit einer Zutheilung desselben zum Untertertiär im Auge behalten". Doch könne diese Annahme nur dann in Betracht gezogen werden, wenn es sich herausstellen sollte, dass von den massigen, grobkörnigen lichten Sandsteinen, welche das nächstliegende karpathische Randgebirge zusammensetzen und welche er insgesammt dem Albien zurechnete, ein Theil dem Untertertiär angehöre, „was natürlich nicht als ganz unmöglich bezeichnet werden kann". Damit ist ja doch zugestanden, dass die Beweise für die Gleichstellung aller dieser Sandsteine mit dem cretacischen Sandstein von Mietnów für den Verfasser selbst keine ganz zwingenden waren, und wir können Herrn Professor Niedzwiedzki für diesen Vorbehalt, der seiner Gewissenhaftigkeit alle Ehre macht, nur Dank wissen.

Eine gewisse Unsicherheit bezüglich der Deutung der verschiedenen, in dieser Gegend den Karpathenrand zusammensetzenden Gebilde verräth der genannte Autor auch durch folgenden Umstand.

Er beschreibt (pag. 39) die bunten Thone und dunklen Schiefer, welche in der Nähe des Tomaśkovicer Sandsteines auftreten, als zugehörig zu seinen „Ledenicer Schichten", welchen er ein alttertiäres Alter gibt. Mir ist diese Deutung auch in hohem Grade wahrscheinlich. Er betont, ebenso wie ich es oben gethan habe, die Uebereinstimmung der spurenweise auftretenden bunten Thone nördlich vom Tomaśkowicer Sandstein mit den deutlicher entwickelten bunten Thonen im Süden dieses Sandsteines. Nur meint er, der bewusste Sandstein werde mantelförmig von den Thongebilden umgeben, während diese Auffassung unnöthig wird, sobald man sich mit der Idee befreundet, der Sandstein bilde eine Einlagerung in den oberen Partien der alttertiären Thon- und Schiefergebilde im Sinne der früher erwähnten Uhlig'schen Beobachtungen. Ganz im Gegensatz jedoch zu dieser Deutung der betreffenden bunten Thone als älteres Tertiär steht die Auffassung von den Nachbarschichten des Tomaśkowicer Sandsteines in der Zeichnung, die der Autor auf Seite 20 gegeben hat. Er sucht dort das Erscheinen des angeblichen Albien-Sandsteines nördlich von dem eigentlichen Zuge der Albien-Sandsteine dadurch plausibel zu machen, dass er die Annahme als möglich hinstellt, der Tomaśkowicer Sandstein entspreche dem nur „rudimentär entwickelten Liegend-Flügel einer nach Nord überkippten Falte der hier auftretenden Glieder der Kreideformation", und bezeichnet demgemäss die zwischen den beiden Sandsteinen entwickelten Schiefergebilde auf seiner Zeichnung als Neocom. Nun aber sind das ganz dieselben Gebilde, welche er 19 Seiten später den alttertiären „Ledenicer Schichten" zuweist.

Allerdings stellt Niedzwiedzki die Deutung auf seiner Zeichnung nur als eine hypothetische hin. Dass er dies aber thut, beweist nur, was ich beweisen wollte, nämlich die Unsicherheit, in welcher der Autor in Folge der Annahme eines cretacischen Alters des Tomaśkowicer Sandsteines, bezüglich der für die benachbarten Gebilde sich ergebenden Consequenzen aus dieser Annahme, selbst noch geschwebt hat.

Gehen wir nun ein wenig weiter nach Osten bis zur Gegend von Biskupice. Nordwestlich von diesem Dorf, am Abhange gegen Przebieczany zu, befindet sich in ziemlicher Höhe über der Gdówer Strasse ein Steinbruch. Hier sieht man wenig mächtige Bänke eines sehr kieseligen Sandsteines in Wechsellagerung mit Schiefern. Die Schiefer sind oft sehr sandig, sie sind dunkel, schwärzlich oder blaugrau gefärbt und enthalten hier wenigstens nirgends Hieroglyphen. Die Mächtigkeit der einzelnen, leicht in prismatische, kantige Stücke zerfallenden Sandsteinbänke beträgt 2—6 Zoll. Das ganze Schichtensystem fällt ziemlich steil nach SW.

Niedzwiedzki hielt diese Schichten für „unzweifelhaft" untercretacisch (pag. 18) und meint, dass ihnen Strzolka-artige Sandsteine eingeschaltet seien, wovon ich jedoch nichts bemerkte. Ich muss gestehen, dass ich beim Anblick dieser Bildungen in Verlegenheit war, wohin ich sie stellen sollte. Meine sämmtlichen Erfahrungen im Bereich der Karpathensandstein-Geologie liessen mich im Stich. Nur so viel konnte ich mit Gewissheit sagen, dass ich untercretacische Bildungen dieser Art in den von mir besuchten Theilen der Karpathen bisher nicht gesehen hatte. Viel eher erinnerte mich die stark kieselige Entwicklung an gewisse eocäne Schichtgebilde, innerhalb deren ja derartige stark kieselige Sandsteine nicht zu den Seltenheiten gehören (Sandstein von Holowiecko, Schipoter Schichten etc.). Doch stimmten die fraglichen Schichten in ihrem ganzen Habitus, namentlich in der Art ihrer Verquickung mit den dunklen Schiefern doch nicht genau genug mit einer der bekannteren karpathischen Facies des Eocän überein, um mit Sicherheit damit verglichen werden zu können.

Es lag nun nahe, auf eine Parallelisirung der fraglichen Gebilde mit den mir bekannten ostgalizischen Vorkommnissen zunächst Verzicht zu leisten und dafür zu untersuchen, ob sich nicht in den räumlich zudem näher gelegenen, jüngst studirten westlichen Karpathen Anhaltspunkte zur Deutung finden lassen könnten. Dabei war ich wieder auf die schon citirte Arbeit von Uhlig verwiesen, als das einzige umfassendere Elaborat, welches bis nun über die westgalizischen Karpathensandsteine vorlag. Da zeigte sich nun, dass die in Rede stehenden Bildungen eine unverkennbare Aehnlichkeit mit den von Uhlig sogenannten Bonarówka-Schichten besitzen (l. c. pag. 473), und zwar speciell mit der kieseligeren Modification derselben. Die Verkieselung der Sandsteine, die Dicke ihrer Bänke, ihr Zerfallen in prismatische Stücke, sowie die Art ihrer Wechsellagerung mit dunklen Schiefern, die Seltenheit von Hieroglyphen gerade in den kieseligen Partien, das Fehlen conglomeratartiger oder auch nur grobkörniger Lagen inmitten der Hauptmasse der Formation, alles Merkmale, welche Uhlig für seine Bonarówka-Schichten bezeichnend nennt, sprechen mit grosser Wahrscheinlichkeit für eine Zuweisung der Gebilde von Biskupice zu

jenen Schichten, welche ein sehr hohes Niveau, sogar das höchste innerhalb der ganzen Eintheilung der Karpathensandsteine Westgaliziens einnehmen. Sie stellen nämlich eine den sogenannten Magura- oder Kliwa-Sandstein vertretende Facies dar und liegen noch über den oligocänen Menilitschiefern.

Wir hätten also bei Biskupice nicht die untercretacische tiefste, sondern die jungoligocäne oberste Abtheilung der Karpathensandsteine vor uns, und wir dürfen dieser Vermuthung um so mehr Raum geben, als die Deutung des Vorkommens von Biskupice als untercretacisch durch die Lagerungsverhältnisse und durch die Art ihrer Angrenzung an andere Schichtabtheilungen keineswegs unterstützt wird. Niedzwiedzki selbst führt an (pag. 18), dass die von ihm vermuthete Verbindung der Schichten von Biskupice mit gewissen, für untercretacisch gehaltenen Bildungen oberhalb Lednica auf eine beträchtliche Strecke durch den Mangel an Aufschlüssen unterbrochen sei.

Ich war dagegen so glücklich, einen Punkt ausfindig zu machen, an welchem die Schichten von Biskupice in Berührung mit andern Gebilden zu Tage treten, und der im Sinne der vorangegangenen Erörterungen ein deutlicheres Licht auf die wahre Stellung jener Schichten wirft. Herr Bergrath L. Schreiter, Vorstand des Markscheider-Amtes in Wieliczka, der so liebenswürdig war, mich nach Biskupice zu begleiten, machte mich darauf aufmerksam, dass nordwestlich von diesem Orte in den südlich von Przebieczany verlaufenden Schluchten Aufschlüsse anstehender Gesteine vorhanden seien. Da bei Przebieczany nördlich der Strasse von Wieliczka nach Gdów schon seit längerer Zeit eine Salzquelle bekannt ist, welche auf eine Fortsetzung der Salzformation von Wieliczka nach dieser Gegend zu hinweist, so war hier vielleicht Hoffnung vorhanden, die Schichten der Salzformation im Contact mit solchen des älteren Randgebirges anzutreffen. Gelang dies, so war damit ein Verhältniss constatirt, welches bisher in der Gegend von Wieliczka noch nie durch directe Beobachtung hatte ermittelt werden können.

Am südöstlichen Ende von Przebieczany führt die Strasse mittelst einer Brücke über den Bach, an dessen östlichen Ufergehängen sich der oben erwähnte Steinbruch mit den kieseligen Sandsteinen von Biskupice befindet. Unmittelbar bei der besagten Brücke stehen am Bachrande graue, horizontal geschichtete Thone an, deren Aussehen ganz an das von Thonen der neogenen Salzformation gemahnt. Weiter südlich den Bach hinauf fehlte es aber an genügenden ununterbrochenen Aufschlüssen. Hier war also keine Aufklärung über das Verhältniss der grauen Thone zu den doch relativ so nahe gelegenen kieseligen Sandsteinen von Biskupice zu erhalten.

Besser gelang dies eine kurze Strecke weiter westlich. Vom südwestlichen Ende von Przebieczany aus zieht sich nämlich eine andere Schlucht gebirgswärts hinauf in der Richtung nach Chorągwica zu. Diese Schlucht ist zugleich die nächst gelegene östliche Parallelschlucht zu der früher erwähnten Schlucht, durch welche der Tomaśkowicer Sandstein aufgeschlossen wird. Die Häuser von Tomaśkowice liegen auf dem Bergrücken zwischen den beiden Schluchten.

Am Grunde der so beschriebenen Schlucht sieht man nun bei Przebieczany selbst zunächst wieder dieselben grauen Thone, wie sie

etwas weiter östlich in dem früher erwähnten Bachriss bei der Brücke anstehen. Sie sind hier ebenfalls sehr flach gelagert. Wenn man von einer Neigung sprechen will, so ist dieselbe als eine schwach südliche zu bezeichnen. Doch hält diese Neigung offenbar nicht lange an, sonst würde man nicht eine Strecke weiter südlich das unmittelbare Liegende der Thone zu Gesicht bekommen. Die Thone selbst verfolgt man nämlich, wenn auch nicht immer deutlich genug aufgeschlossen, um ihre Schichtenstellung zu beobachten, so doch deutlich genug, um ihre fortdauernde Anwesenheit wahrzunehmen, ohne wesentliche Unterbrechung bachaufwärts, bis man zu einem Punkte kommt, wo ein grauer, mürber Sandstein direct unter den Thonen hervortritt. Dieser Sandstein hat stellenweise einen grünlichen Anflug und führt stets in ziemlich gleichmässiger Vertheilung feine, glänzende Schüppchen eines Minerals, welches sich bei näherer Untersuchung als Gyps ausweist.

Dieser Sandstein ist nicht nur ausserordentlich ähnlich gewissen Sandsteinlagen, die man anderwärts in Galizien in der Salzformation sieht, so dass er seinem ganzen Typus nach am besten als zu dieser Formation gehörig angesprochen werden darf, sondern er stimmt auch genau überein mit dem Sandsteine, welcher durch die Grubenbaue von Wieliczka im sogenannten „Rittinger Horizonte" angetroffen wurde. Ein Vergleich von Proben beider Localitäten, den wir, Herr Bergrath Schreiter und ich, in Wieliczka sofort vornahmen, ergab jene Uebereinstimmung mit genügender Evidenz.

Damit ist erstlich klar erwiesen, dass wir hier bei Przebieczany thatsächlich die neogene Salzformation vor uns haben, und zweitens wird schon an und für sich die Vermuthung gerechtfertigt, dass wir uns dabei den liegenderen Partien dieser Formation gegenüber befinden, insoferne der „Rittinger Horizont" einer der tiefsten in Wieliczka ist (von 5 Horizonten der vierte von oben gerechnet).

Niedzwiedzki hatte sich (l. c. pag. 41) „nach langem Schwanken" dahin entschieden, die vorher besprochenen Thone als die Liegendthone der sogenannten Bogucicer Sande aufzufassen, und in dem von ihm gezeichneten Profil Fig. 3 auf Tafel II seiner Arbeit lässt er die „Thone von Przebieczany" sogar sich mitten in jene Sande hinein auskeilen. Da die Bogucicer Sande die allerhangendste Partie des Neogens von Wieliczka vorstellen, so liegt hier allerdings eine nicht unwesentliche Verschiedenheit unserer diesbezüglichen Auffassungen vor.

Eine kleine Strecke weiter bachaufwärts fangen die hier beschriebenen Schichten (die Sandsteine mit den sie direct überlagernden grauen Thonen) an, wellige Biegungen anzunehmen. Die Breite dieser Wellen ist sehr gering, die Wellen selbst aber sind sehr scharf ausgeprägt. Endlich kam bei einer dieser Biegungen auch das unmittelbare Liegende des mürben Sandsteins zu Tage, und zu meiner Ueberraschung waren dies genau dieselben, mit Schiefern wechsellagernden, kieseligen Sandsteine, die wir oben im Steinbruche von Biskupice kennen gelernt hatten.

Auch eine Conglomeratlage wurde hier an der Grenze gegen die Salzformation sichtbar, und ausserdem zeigte sich, dass der übrigens undeutlicher, wenn gleich immer noch erkennbar entblösste Nordschenkel dieses kleinen Sattels von Bonarówka-Schichten etwas steiler

erscheint, als der südlich fallende Schenkel. Dahinter weiter südwärts kommen dann aufs Neue die mürben Sandsteine und sodann die grauen Thone. Die letzteren stehen auch noch bis zu dem Punkte an, an welchem die durch den Bach geschaffenen Entblössungen überhaupt zu Ende sind, d. h. wo der Bach aus dem höheren Niveau eines weiter südlich sich ausdehnenden Wiesengrundes mit einem kleinen Wasserfall in die von ihm gegrabene Schlucht hineinstürzt.

Weiter hinauf bin ich hier nicht gekommen. Doch geht aus den Mittheilungen Niedzwiedzki's (l. c. pag. 40) hervor, dass jenseits der durch die genannte Wiese bezeichneten Unterbrechung des Profils sich noch Sandsteine und Schiefer befinden, welche sich zum Theil durch das Vorkommen exotischer Blöcke auszeichnen und die möglicherweise eocän sind. Niedzwiedzki beklagt aber die Undeutlichkeit der dortigen Aufschlüsse.

Die Bedeutung des soeben beschriebenen kleinen Profils beruht nun darin, dass wir durch dasselbe überhaupt einmal an einer Stelle das unmittelbare Liegende der Salzformation kennen gelernt haben, und dass wir des Weiteren gesehen haben, wie die Salzformation, wenn schon nicht am ganzen Karpathenrande bei Wieliczka, so doch wenigstens hier bei Przebieczany mit ihren karpathischen Liegendschichten gemeinsam gestört ist, dass sie an dieselben nicht mit einer Verwerfungskluft anstösst, sondern sich zu ihnen wie eine regelmässig überlagernde Formation verhält.

Unter diesen Umständen gewinnt die Vermuthung, die kieseligen Sandsteine von Biskupice seien nicht untercretacisch, sondern entsprächen den oligocänen Bonarówka-Schichten, eine an Sicherheit grenzende Wahrscheinlichkeit, denn der Schluss liegt nahe, dass das concordante Liegende der Salzformation, welches die Biegungen der letzteren mitmacht, eher den dieser Formation im Alter unmittelbar vorausgehenden Gesteinsentwicklungen als den ältesten Gliedern der Karpathensandsteine angehören dürfte. Das verwickelte Bild von der Zusammensetzung des hiesigen Karpathenrandes wird sich dadurch vielleicht vereinfachen und etwas klarer zum Vorschein bringen lassen.

Die für den ersten Augenblick etwas auffällige und auch von Niedzwiedzki (l. c. pag. 41, Zeile 20) mit Unbehagen bemerkte Nichtübereinstimmung des soeben beschriebenen Profils mit dem zunächst westlich gelegenen, durch das Auftreten des Tomaškowicer Sandsteins ausgezeichneten Durchschnitt würde sich wenigstens theilweise mit auf den Umstand zurückführen lassen, dass die Schichten in beiden Durchschnitten eben nirgends rein ostwestlich streichen, ganz abgesehen von den stellenweise fast meridianen Streichungsrichtungen der Schiefer südlich vom Tomaškowicer Sandstein. Entsprechend der südost-nordwestlichen Streichungsrichtung, die wir schon im Steinbruch von Biskupice wahrnahmen, würden die Bonarówka-Schichten in der Schlucht beim Tomaškowicer Sandstein gar nicht können angetroffen werden. Sie würden in das Hangende dieses Sandsteins gehören, also unter der Voraussetzung einer überkippten Schichtenstellung des letzteren erst nördlich von demselben in der Gegend der Strasse zu erwarten sein, und erst noch ein wenig weiter nördlich dürften wir dort die Anfänge der Salzformation voraussetzen.

Sollten nun die hier gemachten Ausführungen einst für richtig befunden werden, dann werden sie vielleicht dazu beitragen, die zwischen den Herren Paul und Niedzwiedzki bestehende Meinungsverschiedenheit bezüglich der Lagerungsverhältnisse von Wieliczka auszugleichen.

Alle bisherigen Beobachter stimmen darin überein, dass die Schichten der durch den Grubenbau aufgeschlossenen Salzformation bei Wieliczka ein südliches oder südwestliches, das ist gegen das ältere Gebirge zu gerichtetes Fallen zeigen. Paul hat dieses Verhältniss unter Rücksicht auf die sogenannten Spiza-Salzflötze sehr deutlich beschrieben, und ich selbst konnte mich bei einer unter der freundlichen Führung des Herrn Bergrath Schreiter vorgenommenen Befahrung der Grube vollkommen von der Richtigkeit dieser Angabe überzeugen. Es ist nun klar, dass die Erklärung dieser Thatsache nur nach zwei Richtungen hin gesucht werden darf. Entweder stossen die Schichten der Salzformation gegen das ältere Randgebirge mit einer Verwerfungskluft ab, welche das Verhältniss der ursprünglichen Anlagerung aufhob, wobei es nur auffällig wäre, dass jene Verwerfung sich genau an die ursprüngliche Ablagerungsgrenze gehalten haben sollte, oder das südwärts gerichtete Einfallen dieser Schichten ist dort, wo es allgemein stattfindet, auf eine Ueberkippung der dem Karpathenrande zunächst befindlichen Theile der Ablagerung zurückzuführen, in dem Sinne, dass wir die Tektonik der Salzformation auf schiefgestellte, nach Norden überschobene Faltungen zu reduciren haben. Die letztere Annahme hat Paul vertreten, der ersteren scheint sich Niedzwiedzki zuzuneigen. Da er nämlich augenscheinlich der Ansicht Paul's nicht beipflichtet, so kann ich die seinige kaum anders verstehen, und auch einige der Profile auf Tafel II seiner Arbeit lassen sich so deuten. Doch wird sich Herr Professor Niedzwiedzki wohl erst in der noch in Aussicht stehenden zweiten Abtheilung seiner Studien bestimmter über seine diesbezügliche Auffassung äussern.

Freilich wird man auch noch, sei es bei der einen, sei es bei der andern der hier vorgemerkten Eventualitäten im Auge zu behalten haben, dass die Salzformation bei ihrer Ablagerung bereits eine über den damaligen Meeresspiegel hervorragende Uferlandschaft vorfand, dass diese Uferlandschaft durch die Region des heutigen älteren karpathischen Gebirges im Wesentlichen bezeichnet wird, und dass somit ein gewisser, wenn auch wohl nicht entfernt nach dem Massstabe der heute sichtbaren Störungen zu messender Grad der Dislocation für die Region des Randgebirges zur Zeit des Absatzes der Salzformation bereits bestand. Es ist dies jedoch eine Art der Dislocation, welche nicht einmal die Voraussetzung einer Lücke zwischen den obersten Karpathensandsteinen und der Salzformation nothwendig macht, denn es beruht dieselbe meiner Vorstellung nach auf einer ursprünglich nur schwach und flach hervortretenden Anschwellung des heutigen karpathischen Terrains, welche zwar zur Trockenlegung desselben führte, durch welche aber die Continuität der Absätze in den noch etwas tiefer gelegenen, inundirt gebliebenen Gebieten der subkarpathischen Tertiärzone nicht unterbrochen zu werden brauchte. Ueber dieses als nothwendig anzunehmende Verhältniss zwischen der Art des Absatzes der galizischen Salzformation

und den Störungen der Karpathen habe ich mich schon an verschiedenen Stellen geäussert und brauche daher hier nicht näher darauf einzugehen [1]).

Um einem Missverständniss vorzubeugen, will ich nur noch bemerken, dass wir einen Unterschied machen müssen zwischen dem älteren karpathischen Gebirge in seiner directen Erfassung als orographischer Begriff und zwischen der Ausdehnung des Areals, in welchem die das ältere karpathische Gebirge zusammensetzenden Schichten vorkommen oder vermuthet werden können. Die beiden Begriffe decken sich wohl nicht vollständig, insofern das allerdings schmale Absatzgebiet der Salzformation in vielen Fällen noch auf einer aus den älteren karpathischen Gesteinen bestehenden Grundlage sich zu befinden scheint. Diese letztere ist natürlich in ihren tektonischen Schicksalen vollständiger an diejenigen der Salzformation gebunden gewesen als das innere karpathische Gebiet, das heisst, sie ist von dem allmälig nicht allein im Ausdruck intensiver werdenden, sondern auch nordwärts vorschreitenden und so das subkarpathische Gebiet mit in sich begreifenden Faltungs- und Störungsprocess der Karpathen im Allgemeinen etwas später erfasst worden als das eigentliche karpathische Gebirge. Es besteht also wohl eine zeitliche Differenz für den Anfangspunkt der Störungen im Bereich der Salzformation gegenüber dem Anfangspunkt der Störungen im eigentlichen karpathischen Gebiet, indessen haben, wie ich ebenfalls schon bei anderen Gelegenheiten des Breitern auseinandergesetzt habe, die Störungen in den Karpathen jedenfalls fortgedauert, während die Salzformation von Dislocationen betroffen wurde. Die Ursachen der Störungen im karpathischen und subkarpathischen Gebiet waren dann gemeinsame und von denselben Tendenzen beherrschte, die Störungen selbst ebenso gemeinsam fortschreitende.

Alles in Allem genommen ist demnach der Umstand, dass die Salzformation in ihrer Eigenschaft als Randbildung einen geringen Grad von Discordanz (selbstverständlich nicht im Sinne eines discordanten Uebergreifens, sondern eines discordanten Zurückbleibens) gegenüber denjenigen Theilen des ältern Gebirges zeigt, welche nicht direct vertical unter ihr, sondern oberflächlich weiter südlich entwickelt sind, von geringer Bedeutung, wenn es sich hier um die Frage handelt, ob die Salzformation gegen das ältere Gebirge zu stellenweise überkippt sei, sich aber dabei den zunächst älteren Gliedern desselben anschliesse, oder ob sie in Folge einer Verwerfung an das ältere Gebirge angrenze, wobei dann natürlich jüngere Schichten leicht neben viel ältere zu liegen hätten kommen können. Beide Eventualitäten sind von rein principiellem Standpunkte aus für den Kenner der karpathischen Verhältnisse zulässig oder denkbar, und es mag hier davon abgesehen werden, die vielleicht etwas geringere Wahrscheinlichkeit der letzterwähnten Möglichkeit für unseren Fall zu erörtern. Eine andere Frage aber ist, wir wiederholen es, nicht zu stellen, denn wir können doch unmöglich der Salzformation einen besonderen tektonischen Aufbau für sich allein ganz unabhängig von den Gesetzen der karpathischen Gebirgsbildung überhaupt zusprechen. Bei Beurtheilung tektonischer Verhältnisse darf man eben niemals weder

[1]) Ich verweise besonders auf folgende Stellen: Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1877, pag. 128, und 1882, pag. 71 und 91, sowie auf d. Verhandlungen d. geol. Reichsanst. 1878, pag. 323.

einen einzelnen Schichtencomplex, noch ein beliebig abgegrenztes Stück Land oder Gebirge auf den Isolirschemel setzen, wenn man nicht zu groben Willkürlichkeiten in den Schlussfolgerungen gelangen will, oder wenn letztere überhaupt verständlich sein sollen.

Aus den voranstehend mitgetheilten Beobachtungen würde sich nun ergeben, dass Paul sich allerdings bezüglich der Deutung gerade des einen Punktes des Karpathenrandes, auf welchen er bei seinen Ausführungen Werth legte (nämlich Tomaśkowice), getäuscht haben dürfte, dass jedoch andererseits Niedzwiedzki bei seiner Deutung des Karpathenrandes bei Wieliczka durch seine wichtigen und überaus interessanten Funde von Kreideversteinerungen in jener Gegend zu allzu weitgehenden Verallgemeinerungen veranlasst wurde. Es würde sich ergeben, dass der Rand des höher ansteigenden Karpathengebirges dort, wo er in die Nähe oder in die Berührung mit der Salzformation tritt, nicht aus cretacischen Bildungen besteht, sondern aus Schichten zusammengesetzt ist, die zu den jüngern Gliedern der Karpathensandsteine gehören, dass sogar in dem einen Falle, in welchem eine directe Berührung beobachtet werden konnte, die zunächst der Salzformation zu Tage tretenden Schichten die allerjüngsten der Karpathensandsteine sind, wobei dann noch zu berücksichtigen bleibt, dass die betreffenden Schichten der Salzformation den liegenden Theilen derselben angehören.

Nehmen wir nun noch den Umstand hinzu, dass an dieser Stelle die Karpathensandsteine auch nicht mit der Spur einer Bruchlinie an die Salzformation angrenzen, sondern dass sie den Biegungen der letzteren sich anpassen, so führt uns diese Betrachtung im Wesentlichen doch zu der Anschauung Paul's zurück, wonach wir die Störungen der Salzformation von Wieliczka ganz im Anschluss an den Faltenwurf der älteren karpathischen Bildungen zu betrachten haben.

Es wäre dabei ganz gleichgiltig, ob die Ueberkippung des an den Karpathenrand grenzenden Flügels der Salzformation überall längs des Karpathenrandes eine vollständige ist, oder ob die Tendenz dazu in dem einen oder andern Fall sich nur durch eine ungleiche Neigung der beiden Flügel des anderwärts schiefen Sattels verräth, wie denn beispielsweise gerade in dem kleinen von uns betrachteten Profil oberhalb Przebieczany die nördlich geneigten Faltenschenkel steiler sind als die südlich geneigten; der Typus einer schiefgestellten Faltenbildung bleibt für Wieliczka der wahrscheinlichste und wäre vielleicht selbst dann noch als der massgebende anzusehen, wenn andererseits die Energie der Ueberkippung zu einem stellenweisen Zerreissen des überkippten Flügels, also zu einer Art von Bruch geführt haben sollte, was übrigens erst für einzelne Fälle zu beweisen wäre.

Es ist zu hoffen, dass die demnächst nach jenem Theil der Karpathen vorschreitenden Aufnahmen eine weitere Klärung und vielleicht die definitive Lösung aller der hier angedeuteten Fragen bringen werden, denn nur dadurch, dass man alle Erscheinungsformen der Karpathensandsteine in ihrem petrographischen und tektonischen Zusammenhang untereinander studirt, werden alle Zweifel über die Deutung einzelner Vorkommnisse behoben werden. Für diese Arbeit einige vorbereitende Winke zu geben, war der Zweck dieser Mittheilung.

Ueber die geologische Beschaffenheit eines Theiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene.

Von Dr. V. Uhlig.

Mit zwei Tafeln (Nr. II und III).

Die folgenden Zeilen haben die Bestimmung, den Bericht über die für die k. k. geologische Reichsanstalt ausgeführte geologische Aufnahme nachbenannter Kartenblätter im Massstabe von 1 : 75.000 zu bilden: Brody, Z. 5, Col. XXXII, Sczurowice und Beresteczko, Z. 4, Col. XXXII, Kamionka strumiłowa, Z. 5, Col. XXXI, Radziechów, Z. 4, Col. XXXI, Steniatyn, Z. 3, Col. XXXI, Bełz und Sokal (nordöstl. Viertel), Z. 4, Col. XXX, Waręz (südöstl. Viertel), Z. 3, Col. XXX, in Ostgalizien und des Blattes Mosčiska, Z. 6, Col. XXVIII, in Mittelgalizien. Die ersteren nehmen einen Flächenraum von ungefähr 3100 Quadratkilometer ein und wurden im Sommer 1881 begangen, das Blatt Mosčiska wurde nebst anderen karpathischen Gegenden im Sommer 1882 kartirt.

Ich werde zuerst auf das in den erstgenannten Kartenblättern enthaltene Gebiet eingehen und dann in Kurzem die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Mosčiska besprechen.

Das erstere nordostgalizische Gebiet wird im Nordosten durch die österreichisch-russische Grenze in ihrer Erstreckung von Buczyna, Brody SO bis Waręz, Sokal WNW begrenzt; die südliche Kartengrenze bildet der 50. Parallel, die westliche der 22. Mittagskreis, wozu noch im Norden die Gegend zwischen den Städtchen Sokal, Waręz, Uhrynow, Krystynopol und der österreichisch-russischen Grenze hinzukommt. Nur ein kleiner Abschnitt im Südosten des Gebietes S und SO von Brody gehört dem Steilabfall des podolischen Tafellandes an, das Uebrige fällt gänzlich der nordostgalizischen Tiefebene zu. Diese letztere wird im Süden und Westen in sehr natürlicher Weise einestheils durch den Lemberg-Tomaszower Landrücken, anderntheils durch den Abfall der podolischen Platte zwischen Lemberg, Zloczow und Brody abgegrenzt. Nach Norden und NO geht sie in der weithin sich erstreckenden russischen Ebene auf, von welcher die galizische nur den sehr kleinen südwestlichsten Theil bildet.

Wenn man vom Rande des podolischen Tafellandes, welches sich hier ungefähr 160 Meter über das Hauptniveau der Ebene erhebt, nach N und NO blickt, hat man eine einförmige, endlose Ebene vor sich, welche Höhenunterschiede vollkommen zu entbehren scheint. Erst wenn man die Ebene selbst nach allen Richtungen hin durchkreuzt, bemerkt man, dass auch da Höhendifferenzen bis zu 70 Meter vorkommen, die zwar im Allgemeinen höchst unbedeutend sind, für die Configuration der Ebene aber eine grosse Bedeutung haben. Durch bemerkenswerthe Höhe zeichnet sich namentlich die Kreideinsel von Radziechów, welche in der Mogila die Höhe von 280 Meter erreicht, ferner die Lössgegend bei Sokal und Adamówka bei Mikołajów aus.

Obwohl die Ebene ein nach SW wohlgeschlossenes und geologisch einheitliches Gebilde darstellt, gehört sie doch zwei verschiedenen Wassersammelgebieten an. Der östliche Theil ist dem Styrflusse und damit dem Prjpet mit den Rokitnosümpfen, dem Dnjepr und dem schwarzen Meere tributär, während die Gewässer des westlichen Theiles dem Bug zufliessen und daher dem Ostseegebiete anheimfallen. Die europäische Hauptwasserscheide verläuft also quer durch das zu beschreibende Gebiet. Weiter westlich ist sie an den Steilrand des podolischen Plateaus gebunden und fällt daher mit einer geologischen Grenzlinie zusammen. Bei Wolniki in der Nähe der Eisenbahnstation Ożydów aber verlässt sie den Steilrand der podolischen Platte und verläuft, einen rechten Winkel bildend, quer über die ostgalizische Ebene nach Norden. Zwischen Ożydów und dem Kreideplateau von Radziechów liegt die Wasserscheide in einem nahezu ebenen Sandgebiet mit kaum merklichem Gefälle, welches von zahllosen Sümpfen und sumpfigen Mooren [1]) von beträchtlicher Ausdehnung durchzogen wird.

Es stellt sich auf diese Weise die europäische Wasserscheide in dem Sandgebiete zwischen der Radziechówer Kreideinsel und dem Plateaurande bei Ożydów als eine neutrale, fast ebene Sand- und Sumpfzone dar, welche nur stellenweise durch höheres, compacteres Terrain unterbrochen wird. Die Radziechówer Kreideinsel verlässt die Wasserscheide bei der Colonie Heinrichsdorf und verläuft dann über den Stojanówberg bei Stojanów nach Norden.

Der Verlauf der beiden Hauptflüsse Styr und Bug und ihrer grössten Nebenflüsse, sowie die ungefähre Ausdehnung der meist sumpfig-moorigen Alluvialflächen geht aus der beigeschlossenen Uebersichtskarte hervor, so dass eine nähere Beschreibung überflüssig sein dürfte.

Die Grundzüge des geologischen Baues sowohl des Plateauantheils, als auch der Ebene hat bereits Stur [2]), der die Uebersichtsaufnahme im Jahre 1859 durchzuführen hatte, festgestellt. Er machte namentlich auf den topographischen und geographischen Unterschied zwischen Ebene und Plateau aufmerksam, der durch einen geologischen, das Fehlen des Tertiärs in ersterer, bedingt wird. Er zeigte, dass die Grundlage durch die vielerorts zu Tage tretende weisse Senonkreide gebildet wird, auf welcher in geringer Mächtigkeit Löss, Sand und das erratische Diluvium auflagert.

---

[1]) Im Slavischen und auf der Karte als „błoto“, „bagno“ bezeichnet.

[2]) Jahrbuch d. geol. Reichsanst. 1859, X. Bd., Verhandlungen, pag. 127—129 (Reisebericht), und Jahrbuch 1860, XI., Verhandlungen, pag. 26, 27 (Vorlage der Karten).

Was daher hier gegeben werden kann, sind wesentlich verschiedenartige Details, zu deren Verdeutlichung eine freilich sehr unvollkommen ausgeführte Karte beigegeben wurde, in welcher des kleinen Massstabes halber manche Zusammenziehungen und Vereinfachungen nothwendig waren. Einiges wurde bereits in zwei Reiseberichten und bei Gelegenheit der Vorlage der geologischen Karten mitgetheilt [1]). Das Gebiet westlich von dem meinigen wurde in demselben Jahre von Herrn Dr. V. Hilber aufgenommen, ebenso die südlich angrenzende Gegend, über welche Dr. Hilber [2]) bereits ausführlich Bericht erstattet hat.

Der Plateaurand bei Brody.

Gerade südlich von Brody ist der Abfall des podolischen Plateaus gegen die Tiefebene nicht so scharf, als an vielen anderen Stellen, er tritt aber landschaftlich doch scharf und auffallend genug hervor. Zum Eindruck der Steilheit desselben tragen nicht wenig die Tertiärbildungen bei, welche in einer Meereshöhe von circa 350—390 Meter die Senonkreide in Form flacher, continuirlicher Decken überlagern. Während weiter südlich und südwestlich verschiedenartige, namentlich sandige Gebilde in die Zusammensetzung des Miocäns eintreten, haben wir es hier nur mehr mit Lithothamnienkalk zu thun, welcher auf dem Gebiete der Dörfer Buczyna, Brody SO, und Boratyn, Brody S, auftritt. Die Góra Boratynska steigt ziemlich steil und unvermittelt zu einer Höhe von 393 Meter an und trägt eine mächtige Decke von Lithothamnienkalk, welcher in mehreren, auf der Nordwestseite des Berges gelegenen Steinbrüchen ausgebeutet wird. Der Kalk enthält hier ziemlich viele Sandkörner und geht stellenweise fast in kalkigen Sandstein und Quarzsandstein über. Von Versteinerungen enthält er namentlich *Pectunculus pilosus*, *Isocardia cor*, *Panopaea Menardi*, *Carditen*, *Trochus patulus* in reichlicher Menge [3]). Auf der nordöstlichen Seite der Boratynska góra, auf dem Wege nach Salaszka scheinen zwei Gürtel von Lithothamnienkalkstein entwickelt zu sein. Die ziemlich mangelhaften Aufschlüsse liessen dies aber nicht mit voller Sicherheit erkennen.

Ein fernerer, sehr ausgedehnter Fetzen von Lithothamnienkalk liegt auf dem Territorium von Buczyna, Brody SO. Hier dehnt sich in der Richtung von SO nach NW ein bis zu 373 Meter hoher, schmaler langgestreckter Rücken aus, welcher durch das in derselben Richtung in den Plateaurand eingeschnittene Thal von Suchawola von der Boratynska góra getrennt wird. Der nördlichste Theil desselben führt die Bezeichnung Makutra. Die Höhe des Buczyner Rückens wird ebenfalls von Lithothamnienkalk eingenommen, welcher sich hier namentlich reich an *Cardita Partschi* und *rudista*, *Turbo mammillaris*, *Monodonta mammilla* und *Ostrea digitalina* erweist. Ein kleiner, isolirter

[1]) Verhandlungen der geol. Reichsanst. 1881, pag. 248—254, pag. 275—277, 1882 pag. 32, 33.

[2]) Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten, dieses Jahrbuch 1882, 32. Bd., Blatt Busk und Krasne, pag. 249, Blatt Złoczow, pag. 251.

[3]) Vergl. Hilber l. c., pag. 276.

Denudationsrest von Lithothamnienkalk liegt ferner in einer Meereshöhe von circa 351 Meter an der russischen Grenze, endlich ein fernerer auf der „Golda" genannten Höhe des Makutra-Rückens. Die höchste Spitze des letzteren, die Makutra im engeren Sinne, besitzt die Höhe von 355 Meter und besteht bis zur Spitze aus weisser Senonkreide, die etwa 500 Meter südöstlich davon gelegene Golda ist dagegen durch eine, wenn auch dünne Decke von Lithothamnienkalk ausgezeichnet, obwohl sie um mindestens 12 Meter niedriger ist, als die Makutra. Es bestätigt dies die vielfach gemachte Wahrnehmung, dass der Leithakalk eine unebene Grundlage vorgefunden habe und in verschiedener Höhe zum Absatz gelangt sei. Der Lithothamnienkalk besteht hier wenigstens in seinen obersten Lagen aus einem Zerreibsel kalkschaliger organischer Reste, wovon in ganz kurzer Zeit eine beträchtliche Anzahl gesammelt werden kann. Dr. Olszewski[1]) scheint diese Localität bereits ausgebeutet zu haben, wenigstens zählt er vom „Maguraberge" bei Buczyna (alias „Makitra", „Makura") eine Liste von 32 Fossilien auf. Wie schon bemerkt, ist die eigentliche, höchste Makutraspitze miocänfrei, und es wird daher wohl die kleine Partie auf dem Goldaberge gewesen sein, welche Olszewski meint.

Ich konnte daselbst folgende Fossilien sammeln:

Buccinum coloratum Eichw. z. s.
Mitra Partschi Hoern. s.
„ *laevis Eichw.* z. h. +
„ *leucozona Andrzj.* z. s. +
**Conus Dujardini* s. +
Conus sp. ind.
Pleurotoma obeliscus Lam. s. +
„ *Leufroyi Mich.* s.
Murex sp. ind. s.
**Tritonium Tarbellianum Grat.* s.
**Cerithium deforme Eichw.* s. h. + [2])
„ *minutum Serr.* h. +
* „ *Bronni-forme Hilber* h. + [3])
Turbonilla turricula Eichw. s.
Turbinella sp. ind. s. s.
Rissoina costellata Grat. s. +
„ *inflata Andrzj.* z. h. +
* „ *decussata Montf.* h.
„ *striata Andrzj.* h. +
Turritella bicarinata Eichw. h. +
* „ *Pythagoraica Hilb.* z. h. +
**Natica millepunctata Lam.* z. h. +
Trochus patulus Brocc. z. h. +
„ *Buchi Dub.* h. +

[1]) Geologische Beschreibung des nordöstlichen Theiles von österr. Podolien, Schriften der physiogr. Commission der Krakauer Akademie, Bd. 1876, pag. 14, Sep.-A. (Polnisch).
[2]) *Cer. scabrum* bei Olszewski?
[3]) *Cerithium Bronni* bei Olszewski.

Trochus turricula Eichw. h. +
**Turbo mammillaris Eichw.* s. h. +
Monodonta angulata Eichw. h. +
* „ *mammilla Andrzj.* s. h.
Fissurella graeca Linn. s. +
Dentalium incurvum z. s.
Zahlreiche Turbodeckeln (*Turbo mammillaris*)
Venus cincta Eichw. z. s. +
Lucina columbella Lam. s. +
„ *Dujardini Desh.* s.
**Cardita Partschi Goldf.* z. h. +
* „ *rudista Lam.* s. +
„ *Jouaneti Bast.* s.
Arca lactea Linn. s. +
Pectunculus pilosus Linn. s. h. +
Limopsis anomala Eichw. s.
Pecten sp. ind.
Ostrea digitalina Dub. h. +

An Foraminiferen fanden sich folgende Formen vor:

Polystomella crispa Lam. s. h.
„ *aculeata Orb.* h.
„ *Fichteliana Orb.* s.
Asterigerina planorbis Orb. z. h.
Truncatulina Aknerana Orb. z. h.
„ *lobatula Orb.* s.
„ *Dutemplei Orb.* s.
„ *Brongniarti Orb.* s.
Plecanium pectinatum Orb. s.
Triloculina consobrina Orb. s.
Quinqueloculina Aknerana Orb. z. h.
Flabellina cordata Rss. s.[1])

Die mit einem Sternchen versehenen Arten wurden bereits von Herrn Olszewski angeführt, welcher ausserdem noch 18 Arten aufzählt, die ich nicht aufgefunden habe. Bei einigen von diesen mag es sich vielleicht nur um Bestimmungsdifferenzen handeln. Wenn man diese Fauna mit denjenigen vergleicht, welche Hilber l. c. pag. 298 aus dem ostgalizischen Leithakalke namhaft machen konnte, so ergibt sich zunächst, dass wir hier die reichste Leithakalkfauna vor uns haben, die das ostgalizische Miocän bisher überhaupt geliefert hat. Die von Hilber gemachte Wahrnehmung, dass die Lithothamnienkalk-Fauna Ostgaliziens von derjenigen des österreichisch-ungarischen Beckens in eigenthümlicher Weise abweicht, indem die dickschaligen, schweren und reichverzierten Conchylien, welche die letzteren auszeichnen, in Ostgalizien vollständig fehlen und kleine, unscheinbare Formen an ihre Stelle treten, bestätigt sich hier vollinhaltlich. Die ganze Fauna besteht fast ausschliesslich aus kleinen Formen, eine Ausnahme macht

[1]) s. = selten, h. = häufig, z. h. = ziemlich häufig, z. s. = ziemlich selten, s. h. = sehr häufig.

nur die *Cardita Jouaneti*, die aber nur in einem Bruchstücke gefunden wurde. Es scheint sich dieses Verhältnis auch auf die Foraminiferen auszudehnen, indem die hier aufgezählten Formen wohl zu denjenigen gehören, die man auch sonst im Leithakalk vorfindet, aber gerade die grössten und bezeichnendsten Formen derselben, *Amphistegina Haueri* und *Heterostegina costata* fehlen hier vollständig. Sehr viele und darunter gerade die häufigsten Formen hat unsere Fauna mit den Sanden von Holubica [1]) gemeinsam (die gemeinsamen Formen sind durch ein nachgesetztes Kreuz erkenntlich gemacht), nur wenige Arten, 11 von 37, kommen in Holubica nicht vor. Ebenso stimmt auch die Foraminiferenfauna mit der von Holubica sehr gut überein. Von dieser Localität sind 45 Species [2]) bekannt geworden, während ich nur 12 namhaft machen kann, die freilich alle in einer nur sehr geringen Quantität schlämmbaren Gesteins gefunden wurden. Gerade jene Formen, die zu Holubica am häufigsten vorkommen, erscheinen auch in der Fauna des Goldaberges, nur 3 Truncatulinen, *Plecanium pectinatum* und *Flabellina cordata* sind der letzteren Fauna nach dem jetzigen Stande der Kenntnis eigenthümlich. Karrer hat gezeigt (l. c.), dass in Holubica jene Foraminiferenspecies überwiegen, die entweder nur in Nussdorf oder in Nussdorf und Baden zugleich vorkommen, dagegen die eigentlichen Species des Badner Tegels vollkommen fehlen. Daraus, wie aus dem Fehlen der *Amphistegina Haueri* und *Heterostegina costata* schloss er wohl mit Recht, dass die Ablagerungen von Holubica entschieden dem Niveau des Leithakalkes zufallen, aber nicht der obersten Amphisteginenzone desselben, sondern vielleicht eher der etwas tieferen Bryozoënzone äquivalent seien. Von paläontologischem Interesse ist das Vorkommen der Gattung *Flabellina*, welche vorwiegend in den mesozoischen Bildungen angetroffen wurde und im österreichischen Miocän meines Wissens noch nicht gefunden worden ist.

Viel Aehnlichkeit scheint ferner die Fauna vom Goldaberge mit der bekannten Fauna von Steinabrunn zu besitzen, wo ja auch zahlreiche kleine Arten (*Rissoen*, *Turbo*, *Monodonta* etc.) massenhaft entwickelt sind und eine wichtige Rolle spielen.

Hilber gibt (l. c.) keine bestimmte Erklärung für den merkwürdigen Unterschied in der Fauna des ostgalizischen und des österreichisch-ungarischen und westgalizischen Nulliporenkalkes, er bemerkt nur, dass vielleicht grössere Entfernung vom Ufer und — in Uebereinstimmung mit Karrer's Ergebnissen der Foraminiferenuntersuchung — grössere Tiefe des Wassers in Betracht kommen können, die höhere geographische Breite aber gewiss nicht die alleinige Ursache sei. Vielleicht wird man folgende Erklärung in Verbindung mit den von Hilber und Karrer vermutheten Umständen plausibel finden. Die schweren dickschaligen Pectines, Clypeaster etc. unseres Leithakalkes, die in ihrer Existenz an die Brandung gebunden waren, finden wir überall, wo der Lithothamnienkalk eine schmale Zone am Ufer eines rasch an Tiefe zunehmenden Beckens bildete; so im österreichisch-ungarischen Becken und in Westgalizien, wo der Leithakalk genau dieselben fau-

---

[1]) Hilber l. c., pag. 287.
[2]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1865, pag. 281.

nistischen Eigenschaften zeigt, wie bei uns. In Ostgalizien hingegen dehnte sich offenbar ein verhältnismässig seichtes Meer mit fast ebenem, nur schwach undulirtem Untergrunde weithin aus, dessen nördliche Grenze heute gänzlich verwischt ist. Die Sedimente waren vorwiegend sandiger Natur, häufig breiteten sich aber darüber mehr minder mächtige Nulliporenrasen deckenartig aus [1]). Hier fehlte offenbar die Uferbrandung, die den dickschaligen Formen die Existenz ermöglicht hätte, vollkommen, und es siedelten sich daher zahlreiche von denjenigen Formen hier an, die auch in den benachbarten Sandgebieten ihr Fortkommen fanden. Vielleicht wird man auch im österreichisch-ungarischen Becken im Leithakalk derartige Unterschiede machen können, die nur bisher, weil vielleicht nur ganz vereinzelt vorkommend, übersehen wurden.

Andere Miocänfacies ausser dem Nulliporenkalk kommen in dem von mir untersuchten Plateaurande bei Brody nicht vor, ebenso fehlt jegliche Spur sarmatischer Ablagerungen, die also hier den Rand des Plateaus nicht erreichen. Auf dem Leithakalk liegt eine meist ziemlich dünne Decke von Löss, welche auf der beigegebenen Karte der Deutlichkeit wegen nicht ausgeschieden wurde.

Die verschiedenen grösseren und kleineren Thäler und Schluchten, welche in den Plateaurand eingeschnitten sind, werden von diluvialen, terrassirten Ablagerungen begleitet, welche allmälig in die Diluvialdecke der Ebene übergehen. Dieselben bestehen entweder aus einer unteren Lage von Sand oder Schotter, über welcher eine mehr oder minder mächtige Lössdecke aufliegt, oder ausschliesslich aus Sand oder Schotter, oder aus lehmigen, mehr minder deutlich geschichteten Ablagerungen.

Schotter findet sich nur in der Nähe des Plateaurandes und geht nicht in die Ebene hinaus. Jene Stelle, welche vom Rande am weitesten entfernt ist, ist der Zającow gaj in Smolno bei Brody. Ausserdem wurde grober Schotter aufgefunden am Abhange Walowska südlich von Buczyna, und in der Schlucht, die westlich von der Boratynska góra heraustritt. Der Schotter besteht aus mehr minder grossen Blöcken oder Geschieben von tertiären Gesteinen, hier vorwiegend von Nulliporenkalk, von Senonkreide und Feuersteinen. Sehr häufig liegen im dazwischen befindlichen Sande abgerollte lose Tertiärconchylien, und zwar im Zająców gaj bei Brody namentlich *Pectunculus pilosus*, *Ostrea digitalina* und *Turritellen*. An der letzteren Localität werden ziemlich grosse Schottergruben betrieben, welche einen guten Einblick in die Zusammensetzung dieses Schotters gewähren. Die oberste $^1/_5$ Meter mächtige Sandlage ist schwärzlich gefärbt, dann folgt eine durchschnittlich ungefähr 1 Meter dicke lettig-sandige, hornsteinführende braungefärbte Schichte, welche gegen die Hauptmasse des normal hellgefärbten Schotters ganz unregelmässig begrenzt erscheint und in Form von verschieden langen und eigenthümlich verlaufenden Taschen in dieselbe eingreift. Man hat da offenbar eine Verwitterungserscheinung vor sich, welche dem französischen Diluvium rouge entspricht. Die Erscheinungen, die man hier wahrnimmt, stimmen ganz genau mit den von den französischen und belgischen Geologen gegebenen Beschreibungen, so dass über die Gleichartigkeit derselben kein Zweifel bestehen

[1]) cf. Hilber l. c., pag. 298, und Stur's Aufnahmsberichte.

kann. In neuester Zeit verdanken wir Herrn E. van den Broeck[1]) eine ausführliche Arbeit über diese Erscheinungen, welche ein weiteres Eingehen darauf überflüssig macht. Unterhalb des Diluvium rouge ist der Schotter hell gefärbt und zeigt in seinen tieferen Lagen sehr schön die bezeichnende discordante Parallelstructur.

Die beiden Hauptflussläufe, welche vom Plateaurande in unserer Gegend gegen die Ebene austreten, verhalten sich in Bezug auf die sie begleitenden terrassirten Diluvialablagerungen verschieden. Das Thal von Suchowola ist mit vorwiegend sandigen, das von Suchodoły und Ponikowica mała mit vorwiegend lehmigen Absätzen erfüllt. In Suchowola besteht die untere Lage der Terrasse aus Sand, welchem häufig einzelne Schotterschnüre von schwankender, aber meist unbedeutender Ausdehnung eingeschaltet sind. Darüber liegt eine dünne, oft nur 1 Meter mächtige Lösslage, welche aber gegen die Ebene zu bald verschwindet. Da, wo der Berg Zaterleczyna an das Thal von Suchowola herantritt, verengt sich dasselbe bedeutend und ist eine Strecke weit frei von jeglichen terrassirten Diluvialbildungen. In Gaje starobrodzkie treten sie wieder auf, bestehen aber ausschliesslich aus Sand. Hier gehen dieselben in die weite, ausgebreitete Sandbedeckung der Ebene über.

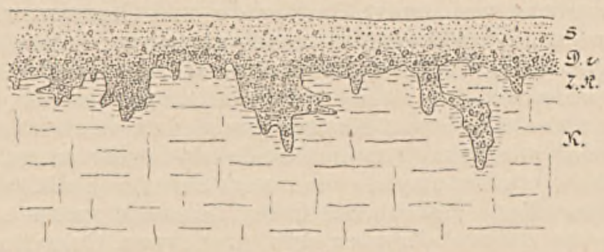
Auch die Gegend östlich und südöstlich von Brody besteht fast ausschliesslich aus Sand. Die Mächtigkeit der Sandbedeckung ist häufig nur gering, sie beträgt zuweilen nur $^1/_2$—1 Meter. Man sieht dann häufig schon in tieferen Strassengräben die Unterlage in Form der Senonkreide hervortreten und schwankt, ob man derartige Flächen als Senonkreide oder Diluvialsand ausscheiden soll. So sind die Flächen nördlich von der Makutra und der Boratynska góra bis gegen Brody, welche auf der Karte als Kreide ausgeschieden sind, in Wirklichkeit vielfach mit einer, wenn auch sehr dünnen Sandlage bedeckt, welche viel Feuersteine enthält und schwärzlich und bräunlich gefärbt ist. Wird die Sandbedeckung mächtiger, so dass sie bereits ausgeschieden werden konnte, so sieht man als oberste Lage ungefähr $^1/_4$ Meter schwärzlichen Sand, dann ungefähr 1 Meter bräunlichen Sand mit eckigen, unregelmässig vertheilten Feuersteinen und Hornsteinen, dann folgt erst die eigentliche Hauptmasse des weissen Sandes und Schotters. Die obere rostbraun gefärbte Lage hat häufig eine lettige Beschaffenheit und ist gegen den weissen Sand oder Schotter nach unten hin unregelmässig begrenzt, indem die braune Lage in Form breiterer oder schmälerer Taschen in den weissen Sand manchmal ziemlich tief eingreift, zuweilen wieder in ihrer Dicke bis auf ein, zwei Zoll reducirt ist. Man sieht diese Verhältnisse, welche denen in der bereits erwähnten Schottergrube Zającow gaj bei Brody entsprechen, in den Ziegelschlägen und beim Kalkofen südöstlich von Brody, in der Gegend Sopule bei Stare Brody und Dytkowce. Die braune Lage wird ihrer lettigen Beschaffenheit halber zur Ziegelerzeugung verwendet, wie z. B. in sehr ausgedehnter Weise in der Gegend Suchota, nördlich von der Boratynska góra. Auch hier liegt ohne Zweifel das Diluvium rouge vor. Die Art seines Auftretens stimmt mit der in Frankreich und Belgien ganz überein. Sowie

[1]) Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels etc. Mém. couronnés de l'Académie Royale, Bruxelles 1882, T. XLIV., pag. 152 etc.

in diesen Ländern in den höheren Plateaugegenden ein wenig mächtiges Diluvium rouge auf dem Grundgebirge (Kreide etc.) ausgebreitet ist, in den Niederungen aber die oberste Lage des weissen Diluvialsandes bildet, so machen sich auch hier ganz dieselben Verhältnisse geltend. Wo die Kreide direct vom Diluvium rouge bedeckt wird, sehen wir dasselbe in Form von verticalen Schlöten und seitlichen Taschen in die Kreide eingreifen, gerade so wie in Frankreich und Belgien [1]).

Fig. 1.

Kalkbruch beim Kalkofen südöstlich von Brody.



S Oberflächliche dunkelgraue Sandlage mit Feuerstein-Einschlüssen.
D. r. Diluvium rouge.
z. K. einwenig zersetzte oberste Kreidelage.
K. Kreide.

Dieselbe Verwitterungserscheinung des Diluvialsandes scheint auf dem podolischen Plateau auch anderwärts aufzutreten, wenigstens sah ich dieselbe bei einer Eisenbahnfahrt von Lemberg nach Stanislau an zwei Stellen in Bahneinschnitten ganz deutlich entwickelt. Der Sand der Tiefebene nördlich vom Plateaurande hingegen lässt von einer derartigen Verwitterungslage nichts erkennen.

Das Styrthal zwischen Suchodoły und Ponikowica mała ist mit vorwiegend lehmigen Bildungen erfüllt, welche bei Suchodoły an Stelle von echtem Löss treten und bei Ponikowica mała in Sand übergehen. Sie unterscheiden sich in nichts von den fluviatilen Lehmbildungen der Tiefebene, von welchen später die Rede sein wird.

Die Tiefebene.

Ich gelange nun zur Beschreibung der eigentlichen Tiefebene, welche vielleicht in der Weise am besten vorgenommen werden könnte, dass zuerst eine kurze Beschreibung der vorgenommenen Ausscheidungen und dann die Besprechung der topographischen Vertheilung derselben und ihrer geologischen Rolle erfolgt.

In der Tiefebene konnten folgende Gebilde unterschieden werden [2]).

1. Die Senonkreide;
2. Geschiebeschichte;

---

[1]) Vergl. besonders die citirte Arbeit von van den Broeck, pag. 125 etc.
[2]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 32, 33.

3. Lose Quarzsandstein-Blöcke oder Blockanhäufungen;
4. Löss;
5. Fluviatiler Lehm;
6. Fluviatiler Lehm mit Sandbedeckung;
7. Fluvialiler Sand;
8. Alluvium.

Die Senonkreide ist in Ostgalizien schon seit altersher bekannt und bereits so vielfach beschrieben worden, dass ich mich diesbezüglich kurz fassen kann. Ihr Charakter ist im ganzen Untersuchungsgebiete nahezu derselbe, sie kann allenthalben als echte, ungeschichtete, weisse, feuersteinfreie oder feuersteinarme Schreibkreide angesprochen werden. In der Umgebung von Brody, Radziechów und Toporów erscheint sie als feine, weisse Schreibkreide mit wenig kieseligen Beimengungen und enthält sehr wenig Fossilien; nur äusserst selten findet man einen kleinen Brachiopoden oder eine *Belemnitella*, nur in der Umgebung von Brody findet man etwas häufiger grosse Inoceramenfragmente. In der Umgebung von Sokal hat die Kreide eine mehr mergelig sandige Beschaffenheit; sie ist unreiner und zeigt auf den Spaltflächen häufig rostrothe Beschläge. Fast überall finden sich darin grosse und schöne Exemplare von *Belemnitella mucronata*, Ananchyten, Galeriten und wohlerhaltene Kieselschwämme. Ihre petrographische Beschaffenheit nähert sich ein kleinwenig der so fossilreichen Nagorzaner Kreide nnd damit scheinen sich denn auch zahlreichere Fossilien einzustellen, doch ist der Fossilreichthum auch hier kein grosser. Ein Stück Brodyer Kreide wurde auf Foraminiferenführung hin untersucht, und es zeigte sich, dass es zahlreiche, aber durchaus kleine Formen enthielt, grössere Arten fehlen hier.

In grösseren Steinbrüchen erkennt man, dass die Kreide ungeschichtet ist, wenigstens sieht man nirgends deutliche, unzweifelhafte Schichtlinien. Nach oben wird die Kreide bröckeliger und löst sich schliesslich, da wo sie von der Geschiebeschichte und Löss überkleidet wird, in ein mergeliges Gebilde auf, welches in der Gegend von Sokal zur Ziegelerzeugung verwendet wird. In manchen Gebieten wird es besonders mächtig und vermittelt eigenthümliche Uebergänge zu Lehm und Löss. Die oberflächliche Lage bildet allenthalben da, wo die Kreide nicht von Diluvien bedeckt, sondern den Einwirkungen der Verwitterung und Zersetzung direct ausgesetzt ist, die bekannte Schwarzerde, Tschernosjem. Schon Pusch[1]) erblickte in derselben ein Verwitterungsproduct der weissen Kreide und schilderte deren hohe Fruchtbarkeit.

Die Schwarzerde ist kaum jemals mächtiger als 1$^1|_2$ Meter, häufig ist sie aber nur $^1|_2$, selbst ein $^1|_4$ Meter mächtig. Im Allgemeinen ist

[1]) Geognost. Beschreib. von Polen pag. 425, 426. Pusch erwähnt unter Anderem, dass zur Beackerung der Schwarzerdefelder oft 6 schwere Ochsen vor den Pflug gespannt werden müssten, und dabei häufig die Kreide aufgewühlt werde. Im Gebiete von Brody und Radziechów hat diese unrationelle Pflügung aufgehört, seitdem die eingewanderten deutschen Colonisten, deren gerade auf der ausgedehnten Radziechówer Kreideinsel viele angesiedelt sind, der Bevölkerung gezeigt haben, dass auf diesem Boden die seichte Ackerung mit einem oder zwei Pferden viel vortheilhafter sei, da die Fruchtbarkeit nur an die, wenn auch dünne schwarze Schichte geknüpft ist und abnimmt, je mehr die Schwarzerde mit Kreidebrocken verunreinigt ist.

ihre Mächtigkeit auf der Höhe der Kreidekuppen am geringsten und nimmt zu, je tiefer sich das Kreideterritorium senkt. Stets enthält die Schwarzerde kleinere Brocken von unzersetzter, weisser Kreide, und zwar umso mehr, je dünner die Schichte ist; sie werden durch die Beackerung und durch Würmer auf die Oberfläche geschafft.

Bei Sterkovce, wo am rechten Ufer des Sodolówkabaches, der sich bei Strzemilcze in den Styr ergiesst, die Kreide aufgeschlossen ist, entspringen daraus mehrere ziemlich starke, kalte Wasserquellen in der Meereshöhe von circa 197 Meter.

Obwohl die Kreide ausgedehnte Gebiete einnimmt, zeigt sie doch nirgends Spuren der sogenannten Karsterscheinungen, welche alle grossen, von festem, hartem Kalkstein eingenommenen Territorien sowohl im gefalteten Gebirge wie im flachen Plateaulande in mehr oder minder deutlicher und ausgeprägter Weise auszeichnen. Es scheint daher unter Anderem auch die physikalische Beschaffenheit eines Kalkes für dessen Verhalten zu den Karsterscheinungen von Wichtigkeit zu sein.

Nachstehend möge eine Analyse der Brodyer Kreide folgen, welche ich den freundlichen Bemühungen des Herrn Baron v. Foullon verdanke. Es war ursprünglich beabsichtigt, auch die schwarze Erde der Kreide, sowie die schon erwähnten eluvialen Gebilde, die stellenweise Umlagerungen erfahren haben, regenerirte Gesteine bilden und Uebergänge in Löss und Lehm zeigen und endlich die letzteren selbst analysiren zu lassen, um zu erkennen, ob sich unter den genannten Gebilden vielleicht auch in chemischer Hinsicht Beziehungen ergeben. Leider musste dies aus verschiedenen Gründen unterbleiben.

Die Kreide von Brody ergab bei 120° C. getrocknet folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure	2·85 %
Thonerde mit einer Spur Eisenoxyd	1·05 „
Kohlensaure Magnesia	1·81 „
Kohlensaurer Kalk	94·34 „
	100·05 %

Was nun die geographische Verbreitung der Kreide anbelangt, so ist zunächst hervorzuheben, dass sie vornehmlich in zwei grossen, der Hauptsache nach ostwestlich streichenden Zügen zu Tage tritt. Sie nimmt da alle grösseren Terrainerhebungen von ungefähr 230 bis 280 Meter Meereshöhe ein, welche durch ihr Ansteigen in dem sonst fast ebenen, nur geringe Höhendifferenzen zeigenden Lande sehr auffallen. Sie wird aber auch in den tiefer eingeschnittenen grösseren Flussthälern unter dem aufgelagerten Diluvium sichtbar.

Der südliche Kreidegürtel, wenn es erlaubt ist, diesen Ausdruck anzuwenden, ist es, auf welchem die Stadt Brody gelegen ist. Die Kreide von Brody, durch mehrere Steinbrüche nördlich von der Stadt aufgeschlossen, wird im Westen durch eine ausgedehnte Sumpfregion begrenzt und erstreckt sich östlich in die Gegend von Dytkovce. Hie und da erscheinen dünne Sandlagen, welche endlich zu einer grossen Sandentwicklung zusammenschliessen und die Ausscheidung zu einer mehr minder willkürlichen machen. Südöstlich von Brody befinden sich Kalköfen, wo die Kreide ebenfalls unter einer dünnen Sandbedeckung

zu Tage tritt. Endlich ist sie in einer kleinen Partie zu Stare-Brody aufgeschlossen. Westlich von Brody tritt die Kreide in zwei ziemlich ausgebreiteten Flächen zwischen Smolno und Ponikowica mała und zwischen Smolno und dem Wirthshause Jasna an der Strasse nach Ruda auf. Noch weiter westlich setzt sie den Ptacznikberg (287 Meter) zusammen, erscheint in der Gegend Na perelisku, und westlich von Czechy in mehreren kleineren Partien an der südlichen Kartengrenze. Sodann tritt sie wieder bei den Ortschaften Sokolówka und Turze bei Toporów auf, um hier zwei langgestreckte auffallende Höhenrücken zu bilden, von denen der südliche 14·2 Kilometer, der nördliche 7·2 Kilometer lang ist. Weiter westlich ist eine kleine Kreideinsel bei Jabłonowka, „Kamene pole“ genannt, zu sehen und endlich wird die Kreide in mehreren kleineren Aufschlüssen zwischen Busk und Kamionka strumiłowa vom Bugflusse blossgelegt. So sieht man die Kreide in der Stadt Busk selbst, in der Nähe der Mündung des Pełtew in den Bug, sodann am linken Bugufer bei Rakobuty, Spas und Kamionka strumiłowa und Łapajówka, am rechten Bugufer bei Wolica derewlanska und nördlich und südlich von Kamionka strumiłowa. Ferner wird die Kreide in der Stadt Kamionka strumiłowa im Kamionkabache angeschnitten und bildet dann weiter westlich abermals einen langgestreckten, verhältnismässig hohen Bergrücken, welcher bereits dem Untersuchungsgebiete von Dr. Hilber zufällt. Auch an der Strasse von Rakobuty nach Derewlany ist ein kleiner Fleck von der Sandbedeckung ausgeschlossen und lässt Kreide erkennen.

Der nördliche Gürtel zieht aus der Richtung von Lezniow und Sczurowice gegen Lopatyn, Radziechów, Korczyn und Krystynopol und findet seine westliche Fortsetzung nach den Aufnahmen von Dr. Hilber in der Gegend von Bełz. Die Wapielna (235 Meter) und Wielka góra (244 Meter) zwischen Grzymalówka bei Sczurowice und Leszniow bestehen aus Kreide, ebenso zwei kleine Flecken südlich von Leszniow. In der Gegend zwischen Lopatyn, Mikolajow und Barylów tritt die Kreide in zahlreichen, meist ostwestlich gestreckten Höhenzügen auf, die von einander durch mehr minder ausgedehnte Lehm- und Sandablagerungen geschieden sind. Sie nehmen im Allgemeinen die Höhen von 230—246 Meter ein und sind so zahlreich, dass es zu umständlich wäre, alle einzeln zu umschreiben. Ihre Vertheilung, Grösse und Lage geht ja, soweit sie verfolgt werden konnte, aus der beigegebenen Karte hervor. Weiter westlich, in der Gegend von Radziechów, bildet die Kreide, wie dies schon durch die Stur'sche Uebersichtsaufnahme richtig erkannt worden war, einen noch zusammenhängenderen, die europäische Hauptwasserscheide enthaltenden Complex und erreicht in der Mogila bei Radziechów die Meereshöhe von 280 Meter. Die nördliche Kreidezone besitzt hier die grösste Breite von 20·5 Kilometer und nähert sich der südlichen bis auf 10 Kilometer. Die nähere Begrenzung geht aus der Karte hervor. In der Gegend von Radwance, Korczyn, Jastrzembica und Podzmierz bildet die Kreide den sumpfigen Untergrund einiger dem Bug zufliessenden Bäche und erscheint zwischen Bendiucha bei Krystynopel und Wulka poturzycka am rechten Bugufer, ebenfalls von Diluvialsand bedeckt. Der nördliche und südliche Kreidezug ist durch ein niedriges Gebiet

getrennt, welches nur selten bis zu der Höhe von 230 Meter ansteigt und mit dem später zu besprechenden Diluvialsand ausgefüllt ist. Nur zwischen Brody und Leszniow treten längs der russischen Grenze einige Kreideflecken hervor, welche die Verbindung zwischen den beiden Kreidegürteln herstellen.

Das ganze Kartengebiet nördlich von dem, seinen groben Umrissen nach eben umschriebenen nördlichen Kreidehöhenzug wird bis an die russische Grenze, wie später ausführlicher erörtert werden wird, von Löss überdeckt, unter welchem ebenfalls an vielen Stellen die Kreide zum Vorschein kommt. Die Lössdecke ist eine so zusammenhängende, dass die Kreide auf den Anhöhen nur an wenigen räumlich sehr beschränkten und oft erst künstlich blossgelegten Flecken zu Tage tritt. So an der Strasse südlich vom Dorfe Poturzica, am Westabhange des Sokalberges (258 Meter), östlich von der Stadt Sokal, am westlichen Gehänge des Berges Steniatyn (252 Meter), östlich vom Dorfe Adamówka, am Abhange der Mikołajówska góra (270 Meter), bei Horbkow zwischen Tartakow und Sokal, in Rowiszcze bei Smitków. Häufiger wird die Kreide durch grössere Flüsse blossgelegt, und dann erscheint sie fast stets am rechten Ufer derselben. Die schönsten und lehrreichsten Aufschlüsse gewährt in dieser Richtung der Bugfluss, an dessen östlichem Ufer die Kreide an vielen Stellen angeschnitten wird. So zwischen Poturzica und Sokal, in Sokal selbst und nördlich von dieser Stadt, ferner zu Skomorochy und bei Romousz, da wo der Bug seinen Lauf nach Westen zu richten sich anschickt. Auch am rechten Thalgehänge des dem Bug zufliessenden Waręszankabaches ist die Kreide mehrfach entblösst. So in Waręz selbst, bei Lubów und südlich davon, zwischen Waręz und Korków, zwischen Korków und Mianowice, in Mianowice, südlich von Uhrynów und in der Gegend Koło rzeki, nördlich von Uhrynów. Sodann ist die Kreide blossgelegt in zwei tiefen Lössschluchten bei Steniatyn, südlich von Luczyce am rechten Gehänge des die österreichisch-russische Grenze südlich von Miljatin bildenden Stribbaches (auf russischem Gebiete) und endlich am rechten Ufergehänge des Stasówkabaches bei Tartakow. In dem eben in Rede stehenden nördlichsten Theile unseres Gebietes bildet die Kreide nur an einer Stelle in ausgedehnterem Masse die Oberfläche, nämlich in der Gegend Romusz, nördlich von Sokal, und nördlich davon, an der österreichisch-russischen Grenze, wo sie unter einer dünnen Sandbedeckung hervortritt.

Die Punkte, an welchen die Kreidegrundlage in mehr oder minder ausgedehntem Masse zu Tage tritt, sind demnach so zahlreich, dass man ein in den Hauptzügen gewiss richtiges Bild von der Plastik des Kreideuntergrundes zu entwerfen in der Lage ist. Am spärlichsten sind die Aufschlüsse in der Gegend des Hauptlössbezirkes im Norden des Aufnahmsgebietes. Dass die Kreideoberfläche unter dem Diluvium ebensolche oder ähnliche Undulationen besitzt, wie an den Stellen, wo sie ohne Diluvialbedeckung zu Tage tritt, beweist schon der Umstand, dass sie an den Flussufern nicht continuirlich aufgeschlossen ist, sondern von Zeit zu Zeit verschwindet, und dass sie zuweilen in geringer Entfernung in sehr verschiedenen Höhen auftritt. So erscheint sie in Poturzica am Bugufer in der Höhe von circa 196—200 Meter und

nur 800 Meter weit davon in einer Höhe von 220—225 Meter. Ebenso steht die Kreide in Sokal am Bug in einer Höhe von circa 196—198 Meter an und nimmt am Sokalberge, 2·4 Kilometer OSO davon, bereits die Höhe von 230—250 Meter an. Die Kreide tritt gerade an manchen höheren Kuppen des Lössgebietes, wie am Sokalberge, am Steniatynberge, in Adamówka unter der Lössdecke hervor. An anderen Stellen hingegen, wie an der Grabowa (273 Meter) zwischen Szmilkow und Leszczków, am Tabor (261 Meter) und den Czortowegóry (264 Meter), zwischen Zabcze murowane, Siebieszow und Boratyn oder in der Gegend nördlich von Stojanów konnte die Kreide freilich nicht aufgefunden werden, allein sie kann da wenigstens an einer oder der anderen Localität vielleicht nur übersehen worden sein, da es ja nicht durchführbar ist, jede der zahlreichen Lössschluchten und Thäler eines so ausgedehnten Terrains zu diesem Zwecke aufzusuchen. Jedenfalls weist das ersterwähnte Vorkommen der Kreide in Adamówka, am Sokal- und Steniatynberge, bei Rowiszcze und Horbków, verbunden mit der Beobachtung, dass niemals eine grössere Lössmächtigkeit als die von circa 8—10 Meter direct beobachtet werden konnte, darauf hin, dass die Lössdecke sich als ein verhältnismässig nur dünner Mantel über das Kreidegebirge ausbreite und so die jetzige Lössoberfläche auch bis zu einem gewissen Grade für die Gestaltung der unterirdischen Kreidegrundlage massgebend ist.

Da sich nun an die vorhin beschriebene nördliche Kreidehöhenzone Leszniow-Lopatyn-Radziechów nördlich eine ähnliche, ebenfalls der Hauptsache nach ostwestlich verlaufende Lösshöhenzone anreiht, so kann man annehmen, dass nördlich von der ersteren das Kreidegrundgebirge ebenfalls ziemlich mächtig entwickelt ist und gegen Norden allmälig an Höhe abnimmt. Dieser Lösshöhenzone gehört im Osten des Gebietes das Dorf Adamówka und die Mikołajówska góra (270 Meter) an, wo das österreichische Gebiet zungenförmig in das russische eingreift. Man sieht von der österreichischen Grenze aus, dass sich diese Höhenzone nördlich von Uwin, Barylow, Wolica barylowa auf russischem Gebiete fortsetzt und bei Stojanów wieder das österreichische Gebiet erreicht. Dort steigt die Höhe Pod Rzyszczowem zu 261 Meter, die Gegend Za cigielnią zu 265 Meter an. Weiter westlich erreicht die Uszowska góra 260 Meter, der Byszów 265 Meter. Noch weiter westlich senkt sich die Oberfläche um ein Merkliches, in der Gegend von Spasów, Tartaków und Sokal, indem wir hier nur Höhen bis zu 258 Meter zu verzeichnen haben. Es ist bezeichnend, dass diese Gegend gerade nördlich von jener liegt, wo auch die Leszniów-Radziechówer Kreidehöhenzone in der Gegend von Korczyn, Podzimierz und Jastrzembica eine bedeutende Senkung erfährt, so dass die Kreide in dieser Gegend sowohl in der Fortsetzung des Radziechówer Zuges, als auch in der Lössregion eine Senkung erfährt, wenn vielleicht auch in der letzteren keine so bedeutende, wie in der ersteren.

Westlich von Sokal steigt die Lösshöhenzone wieder zu ziemlich beträchtlicher Höhe an, in der Grabowa zu 273 Meter. Nördlich von dieser Lösshöhenzone senkt sich das Terrain allmälig, nur in der Gegend zwischen Steniatyn und Miljatin erreicht der Steniatyn 252, die Gegend Za Hanówką 261 Meter. Am Steniatyn steht die Kreide noch in einer

Höhe von 248 oder 249 Meter an und senkt sich dann rasch gegen Romusz, wo die Kreide die Höhen von 206 und 208 Meter einnimmt und am Bugflusse in der Höhe von 190 Meter zu sehen ist.

Die nördliche Kreidehöhenzone ist von der südlichen durch ein ausgedehntes, ungefähr ostwestlich streichendes, niederes Flugsandgebiet getrennt und die Kreide wird daselbst auch von den Flüssen, die in Sandgebieten meist flache Ufer besitzen, nicht angeschnitten. Es folgt also auf die südliche Kreidehöhenzone Brody-Toporów-Kamionka etc. ein denudirtes Gebiet, eine Tiefenmulde und dann abermals eine breite Höhenzone, welche sich nach Norden allmälig senkt. Namentlich der Bugfluss, der die nördliche Zone durchfliesst, wird von niedrigeren Gebieten begleitet, was wohl darauf hindeutet, dass die prädiluviale Denudation wenigstens zum Theil ähnliche Bahnen eingeschlagen hatte, wie die postglaciale.

Da man allen Grund hat, anzunehmen, dass die Kreide, wenn sie uns auch als ein ungeschichtetes oder wenigstens nicht deutlich geschichtetes Gebilde entgegentritt, ungefähr horizontal liegt, so kann man die Meereshöhen, in welchen sie auftritt, benützen, um daraus einen Schluss auf ihre Mächtigkeit abzuleiten. Die Kreidespitze der Makutra, Brody SO, hat die Höhe von 355 Meter, am Bug nördlich von Sokal liegt die Kreide in 190 Meter Höhe. Nimmt man an, dass die Kreide eine ziemlich ebene Grundlage besass und keine nennenswerthen Verwerfungen eintraten [1]), so würde sich daraus eine Mächtigkeit von mindestens 165 Meter ergeben. Die Annahme ungefährer Horizontalität der Unterlage der Kreide auf so grosse Distanzen hin, wie zwischen der Makutra bei Brody und dem Bug nördlich von Sokal ist natürlich ziemlich willkürlich, wenn man auch mit ziemlicher Sicherheit behaupten kann, dass eine eventuell vorausgesetzte Senkung keine sehr bedeutende war. Jedenfalls haben Zahlen, die sich aus weniger weit entlegenen Localitäten ableiten lassen, weit mehr Beweiskraft. Nimmt man die Makutra und Lesznió w (202 Meter), Brody N, als Grundlage, welche Localitäten 26 Kilometer weit von einander entfernt sind, so ergibt sich die Mächtigkeit der Kreide mit mindestens 153 Meter, und berücksichtigt man die Ortschaften Koniuszkow bei Brody und die Makutra, die 16 Kilometer Horizontalabstand aufweisen, so stellt sich als mindeste Mächtigkeit die Zahl von 133 Meter heraus. Jedenfalls erhellt hieraus zur Genüge die bedeutende Mächtigkeit der Kreide, die vielleicht in Wirklichkeit noch um ein Beträchtliches grösser war, als die hier erhaltenen, ohnedies schon ziemlich bedeutenden Zahlen [2]).

Bevor ich auf die Schilderung der Diluvialbildungen der Ebene eingehe, möchte ich noch erwähnen, dass auf der Karte von Dubois de Montpéreux [3]) in Krupiec bei Radziwilow, 14·5 Kilometer nordöstlich von Brody auf russischem Territorium Granit eingezeichnet ist;

---

[1]) Dies darf man wohl mit Rücksicht auf die Lagerungsverhältnisse des podolischen Tertiärs.

[2]) Vergl. Hilber's Angaben in diesem Jahrbuch 1882. XXXII, pag. 324, und die von Alth.

[3]) Conchiliologie fossile et aperçu géognost. des format. du plateau Wolhyni-Podolien. Berlin 1831, pag. 6.

eine Angabe, die natürlich mit den vorhin beschriebenen Verhältnissen und alledem, was wir über den geologischen Bau von Podolien und Wolhynien wissen, gar nicht übereinstimmt Auch Pusch[1]) gibt zu Krupiec Granit an, und es ist diese Angabe auch in Dumont's geologische Karte von Europa aufgenommen worden.

Es liegt da offenbar irgend ein Irrthum vor. In der Carte géologique de la Wolhynie von Gottfried Ossowski (Paris 1880) ist der Granit von Krupiec bereits eliminirt, die ganze Gegend an der österreichisch-russischen Grenze von Brody nördlich erscheint auf dieser Karte, welche die Diluvialdecke geflissentlich unberücksichtigt lässt, ganz richtig als Kreide.

Diluvialbildungen der Ebene.

Die ältesten Diluvialbildungen des Untersuchungsgebietes sind erratischen, nordischen Ursprungs, wenigstens ergaben sich nirgends Beobachtungen, welche das Bestehen präglacialen Diluviums erwiesen hätten. Dagegen gelang es Dr. Hilber[2]), geschichteten, fluviatilen Lehm ohne organische Reste an zwei Stellen unter dem Glacialdiluvium zu beobachten, und zwar bei Konanci im Norden von Niemirów, und im Westen von Wiszenka mała. Ebenso schreibt Dr. Hilber l. c. pag. 301, dass die diluvialen Sande seines Gebietes theils prä-, theils postglacial seien.

Die Glacialspuren der ostgalizischen Tiefebene treten unter verschiedenen Erscheinungsformen auf, die von einander nicht unerheblich abweichen. Ich beginne in der Beschreibung derselben mit der Geschiebeschichte, die seltener als Geschiebelehm, meist als Geschiebesand entwickelt ist, aber auch unter anderen, durch locale Verhältnisse bedingten Abänderungen auftritt.

Wenn man beispielsweise in Sokal die Ufer des Bugflusses in geologischer Beziehung untersucht, so tritt einem vielerorts das Grundgebirge der weissen Kreide entgegen. Darüber liegt in wechselnder Mächtigkeit typischer Löss. Bei genauerem Zusehen erkennt man, dass allenthalben zwischen dem Löss und der Kreide eine dünne, nur selten mehr als $^1/_2$ Meter mächtige Lage eingeschaltet ist, welche in lehmiger oder sandiger Grundlage Geschiebe meist nordischer Herkunft enthält, die bald regellos durch einander zu liegen scheinen, bald deutlich geschichtet sind. Die Geschiebe sind oft nur erbsen- oder nussgross, erreichen aber auch Kopfgrösse, grössere Geschiebe als die letzteren findet man wohl nur selten. Das Material, welches die Geschiebe einhüllt, ist nur selten ein lehmiges, häufiger ein sandiges. Der Sand ist dann meist braun gefärbt und enthält häufig Brocken weisser Kreide und Belemnitellenbruchstücke. Zuweilen ist eine ihrer Hauptsache nach lehmige Geschiebeschichte durch eine Lage von feingeschichtetem Sand unterbrochen und in zwei Schichten getheilt. Es ist deshalb schwer, hier Geschiebelehm und -Sand von einander zu trennen. Ein zweiter

---

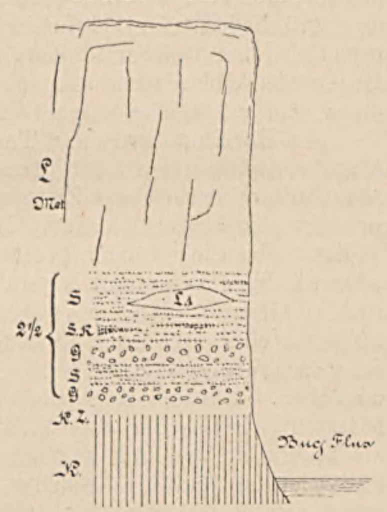
[1]) Karten's Archiv I, 1829, pag. 53.
[2]) Verhandlungen d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 302.

Umstand, der eine derartige Unterscheidung erschwert und der überhaupt die Untersuchung der Geschiebebildung häufig behindert, ist der, dass der Löss in den natürlichen Aufschlüssen und auch in den nicht stets erneuerten künstlichen in Folge seiner leichten Verschiebbarkeit die Geschiebeschichte verschmiert und verdeckt und dadurch ein sicheres Urtheil über ihre Zusammensetzung sehr erschwert. Man findet dann an solchen Stellen überall da, wo die Aufschlüsse bis auf die Kreide reichen, in einem gewissen Gebiete stets mit einiger Aufmerksamkeit an der Grenze von Löss und Kreide das Erraticum, aber es ist nicht möglich, nähere Beobachtungen über die gewiss vorhandene Geschiebeschichte oder die Lage, welcher die Geschiebe ursprünglich angehörten, anzustellen. Künstliche Aufschlüsse bietet aber diese wenig cultivirte und bis heute in recht primitiven Verhältnissen verbliebene Gegend nur sehr wenige dar.

Ein solcher befindet sich am Bugufer südlich von Sokal, da wo der Fluss von der Brücke übersetzt wird. Es befinden sich daselbst Ziegeleien, welche zur Ziegelerzeugung nicht den Löss verwenden, sondern die oberste Lage der Kreide, welche eine mergelige Beschaffenheit annimmt und hie und da noch unzersetzte Kreidebrocken enthält. Dieses secundäre Gebilde hat an einigen Orten Umlagerungen erfahren und geht dann unmerklich in Löss oder Lehm über, wie später noch ausführlicher besprochen werden wird. Ueber der unzersetzten Kreide folgt also ein derartiges, ungefähr 1 Meter mächtiges Zersetzungsproduct, und dessen oberste, ungefähr $^2/_5$ Meter breite Lage enthält nun erratische Geschiebe, die ziemlich ordnungslos in der weissen Masse eingebacken sind (Fig. 2). Darauf folgt eine Lage geschichteten weissen Sandes und dann abermals weisser Kreidelehm mit Geschieben; die Gesammtmächtigkeit dieser Geschiebebildung beträgt ungefähr $^3/_4$ Meter. Darüber liegt ziemlich scharf abgesondert eine $1^1/_2$ Meter mächtige, wohlgeschichtete, weisse Sandlage, welche hie und da abgerollte Kreidebröckchen und zerbrochene Schneckenschalen führt. Diese Sandlage enthält eine Linse von echtem Löss, welcher sich nach beiden Seiten hin auskeilt, und wird von Löss überlagert, welcher die Terrasse bis zu ihrem oberen Rande zusammensetzt.

Fig. 2.

Lössterrasse von Babiniec, der südlichen Vorstadt von Sokal.



L Löss, 5 Meter mächtig.
S wohlgeschichteter Sand.
L' Lösslinse im Sand.
Sk horizontale Schnüre von gerundeten Kreidebröckchen.
G Geschiebe, welche in einem aus zersetzter u. umgelagerter Kreide bestehenden Mergel eingebettet sind.
Kz Mergel aus zersetzter Kreide.
K Kreide.

In Steniatyn, Sokal NO, befinden sich am nördlichen Thalgehänge mehrere tiefe, schmale Lössschluchten, von welchen die eine im mittleren Theile des Dorfes, die andere am östlichen Ende desselben in den Rojatynbach mündet. Von diesen Schluchten, welche nur wenige Meter breit und daher auf der Karte ihrer Breite nach mehrfach übertrieben gezeichnet sind, gehen 3 bis auf die Kreide, während 3 andere mit ebenso hohen Wänden das Senon nicht erreichen. Ueber der unzersetzten Kreide folgt undeutlich abgeschieden die weisse, zersetzte Kreidelehmlage, welche zahlreiche Geschiebe bis zu 1 Meter Durchmesser umschliesst. Ein Block schien mir bis in die unzersetzte Kreide zu reichen, wodurch der Eindruck hervorgerufen wird, als sei er vielleicht gewaltsam hineingepresst worden. Die zahlreichen, hier vorhandenen krystallinischen Blöcke sind die grössten, die ich überhaupt in diesem Gebiete gesehen habe. Darüber folgt nun in einer Mächtigkeit von 2 oder 3, selbst 4 Meter ein bläulicher, zuweilen grünlicher Lehm, der lange, horizontale Schnüre von gerollten Kreidebruchstücken, umgeben von braunem Sand und Lagen von braunem Sand allein einschliesst. Im unteren Theile dieses Lehmes liegen einzelne Geschiebe, die aber die erstgenannten an Grösse nicht erreichen. Ueber dem grünlichen oder bläulichen Löss folgt dann ohne deutliche Grenze typischer Löss, welcher stellenweise zahllose Schnecken enthält. Einzelne Lagen desselben sind sandig oder bestehen geradezu aus Sand, und diese sind es, welche namentlich zahlreiche Schnecken führen.

In Horbków, zwischen Tartaków und Sokal, sieht man in einem kleinen Aufschluss an der Strasse die Kreide anstehend, darüber das schon öfter beschriebene Zersetzungs- und vielleicht auch Umlagerungsproduct derselben in einer Mächtigkeit von 2 Meter. Darauf folgt 1 Meter bläulicher oder grünlicher Lehm und sodann brauner Sand oder sandiger Lehm mit krystallinischen Geschieben, von welchen ein rother Granit $^1/_2$ Meter Durchmesser besass. In dieser vorwiegend sandigen oder sandig-lehmigen Geschiebebildung erscheinen hie und da feine Schnüre und Bänkchen von reinem Lehm, die sich aber bald auskeilen. Darüber folgt wieder Löss mit seinen gewöhnlichen Eigenschaften. Der Lehm unterhalb der Geschiebeschichte darf aber nicht als präglaciale Bildung angesehen werden, er ist augenscheinlich ein ganz locales Gebilde, welches in den nächstgelegenen Aufschlüssen schon fehlt. Ueberdies ist auch die Geschiebeschichte selbst, strenge genommen, keine eigentliche Glacialbildung.

In Mianowice, Sokal NW, folgt unterhalb der Kirche über dem daselbst aufgeschlossenen Senon und seinem weissen Verwitterungsmergel ein 1—3 Meter mächtiger brauner und gelber Sand und sandiger Lehm, welcher einzelne Lagen von grünlichem Lehm und Schnüre von abgerollten Kreidebrocken enthält (Fig. 3). Dieser Sand und lehmige Sand enthält sehr zahlreiche, meist deutlich nach ihrer Schwere geschichtete Geschiebe, die aber vorwiegend von geringer Grösse sind. Die Geschiebelage ist hier mächtiger als an irgend einer anderen, von mir beobachteten Stelle, und wird auch hier wie an den anderen Localitäten von Löss überlagert.

In der Gegend Koło rzeki, nördlich von Uhrynów, liegt über dem Senon eine $^1/_2$ bis zu 1 Meter mächtige Lage von lehmigem Sand

oder Sand mit Geschieben, welche von Sand überlagert wird; dasselbe ist der Fall am rechten Bugufer zwischen Bendiucha und Wulka poturzicka bei Krystynopol, Sokal S, und nördlich von Sokal in der Gegend Romusz und an der russischen Grenze (Gemeinde Baranie peretoki). In Romusz tritt, wie schon erwähnt, die Kreide auf einer grossen Fläche zu Tage und wird von erratischen Geschieben bedeckt, welche hie und da von Sand begleitet werden. Eine regelrechte, zusammenhängende Geschiebesandbildung ist hier nicht zu beobachten, es ist aber wahrscheinlich, dass sie ursprünglich bestanden hat und der Sand später durch die Bodencultur mit der schwarzen Erde der darunterliegenden Kreide vermengt wurde. Aehnliche Verhältnisse obwalten auf einem kleinen Kreideflecke auf der Strasse von Komarów nach Podzimierz, welchen man knapp am Rande des Waldes an seiner schwarzen Erde erkennt. Auch hier ist die Kreide von sehr zahlreichen Geschieben bedeckt, die auch noch zum Theil von Sand begleitet werden und vermuthlich die Ueberbleibsel eines zusammenhängenderen Geschiebesandes sind.

Ausser den bisher namhaft gemachten Stellen kommt die Geschiebeschichte auch noch mehr minder deutlich aufgeschlossen zu Uhrynów, Korków, Waręz, Lubów, Luczyce, Poturzyca, am Sokalberg und bei Tartaków vor, sie findet sich überhaupt an allen Stellen, wo über dem Senon Löss folgt, nur zu Adamówka bei Mikolajów ist an der vorhandenen, freilich kleinen Aufschlussstelle zwischen Löss und Senon keine Spur von Geschieben wahrzunehmen.

Fig. 3.

Lössterrasse in Mianowice.



L Löss, mit Sandlinse (*s*).
G sand. Geschiebeschichte mit Lösslinsen (*l*), Lagen von Geschieben (*g*) und Schnüren abgerundeter Kreidebröckchen (*k*).
K Kreide.

Das Areal, wo eine deutliche, selbstständige Geschiebeschichte auftritt, fällt demnach ungefähr mit dem Hauptlössgebiet östlich und westlich von Sokal zusammen, nur bei Wulka poturzicka und Podzimierz greift es ein wenig über das Lössgebiet nach Süden über, während andererseits, wie eben erwähnt, im östlichen Theil des Lössgebietes, in Adamówka die Geschiebeschichte fehlt. Da man in diesem Gebiete, allenthalben, wo immer die Senonkreide, sei es in Flussrissen, sei es in künstlichen Aufschlüssen, zu Tage tritt, unter der Löss- oder Sanddecke die Geschiebeschichte oder wenigstens einzelne Geschiebe wahrnimmt, muss man wohl schliessen, dass dieselbe als ziemlich continuirliche Decke über dem Grundgebirge, ähnlich wie der Löss ausgebreitet ist.

Das häufigste erratische krystallinische Gestein ist der bekannte nordische Granit mit rothem Feldspath, der sich in allen Localitäten vorfindet, fast ebenso häufig findet man rothen, nordischen Gneiss. Etwas seltener ist ein schöner Schriftgranit mit hellrosa Feldspath, der ebenfalls an vielen Stellen gefunden wurde, bei Sokal, Romusz, Podzimierz, Steniatyn, Waręz. Noch seltener ist rother Porphyr (Romusz)

und Amphibolit (Steniatyn, Mianowice). Von erratischen Gesteinen sedimentärer Natur ist vor allem Quarzsandstein und Hornstein zu nennen. Beide sind der Zahl nach gegenüber den krystallinischen Gesteinen entweder gleich stark vertreten, oder wiegen sogar noch vor. Der Quarzsandstein ist meist feinkörnig, das Bindemittel ist auf ein Minimum reducirt und erscheint die einzelnen Sandkörner umgebend in Form eines feinen hellen Randes. Die Färbung des Quarzsandsteins ist aussen eine hellgelbliche, auf der Bruchfläche eine weissliche, hellgelbliche, hellrosarothe oder schwärzlichgraue. Fossilien wurden darin keine aufgefunden, so dass es ohne genauere Durchforschung des nördlich vorlagernden Theiles der nordeuropäischen Tiefebene schwer fallen dürfte, über seine Herkunft etwas Verlässliches anzugeben. Wolf wurde durch diese Quarzsandsteine an die des nordböhmischen Tertiärs erinnert, und Professor Dames, welcher die Güte hatte, die wenigen von mir gesammelten Geschiebe sedimentärer Natur durchzumustern, meinte, dass dieselben den Quarzsandsteinen des norddeutschen Oligocäns sehr ähnlich seien. Dr. Hussak glaubte in einzelnen dieser Quarzsandsteine Dalaquarzite zu erkennen.

Die Hornsteine, die wohl das allergemeinste unter den erratischen Gesteinen vorstellen, enthalten nicht selten Versteinerungen, in Gestalt von Hohldrücken, wie *Pecten sp.*, *Cidaris*radiolen, *Pentacrinus*, *Terebratula sp.*, von jurassischem oder cretacischem Typus, sie dürften wahrscheinlich der baltischen Kreide entstammen. Zu Mianowice fand sich ein abgerolltes Exemplar von *Parasmilia Fittoni* [1], einer der gewöhnlichsten Formen der baltischen Kreide, ausserdem mehrere leider nur nussgrosse hellgraue und schwärzlichgraue Kalkbrocken mit Versteinerungsspuren, von welchen einer nach Dames möglicherweise Beyrichienkalk sein könnte. Ein sehr eigenthümliches Gestein tritt zu Steniatyn auf, ein hellgrauer Süsswasserquarz mit pflanzenstengelähnlichen Abdrücken und Steinkernen von *Planorbis*, *Physa*, *Succinea*. Häufig trifft man Tertiärgestein an, und zwar meist in abgerolltem Zustande. In Mianowice und an mehreren anderen Localitäten kommen abgerollte Nulliporenknollen vor, daneben ein oolithischer Kalkstein mit zahlreichen kleinen Mollusken. Dr. Hilber, der gründlichste Kenner des ostgalizischen Miocäns, hat diese letzteren Gesteine in seinem Gebiete ebenfalls vorgefunden und wird wohl darüber Näheres mitzutheilen haben. Ausserdem enthält die Geschiebeschichte zahlreiche abgerollte Kreidebrocken und zerbrochene, gerundete Belemnitellenbruchstücke.

Was die Form der Geschiebe anbelangt, so ist zu bemerken, dass die krystallinischen Geschiebe immer die für sie so charakteristische polygonale, kantenbestossene Gestalt haben, welche schon so häufig näher beschrieben wurde. Auch die so häufigen Quarzsandsteine haben zuweilen eine ähnliche Form, wie die krystallinischen Geschiebe, nur sind sie meist etwas runder. Die Hornsteine erscheinen als unregelmässige Knauern mit rundlichen Vertiefungen. Daneben finden sich aber sowohl Hornstein wie Quarzsandstein vor, welche die deutliche Flussgeschiebeform besitzen, ja es kommen sogar krystallinische Ge-

[1]) Nach freundlicher Bestimmung von Professor Dames.

schiebe vor, die sich dieser Form etwas nähern. Die hellgrauen und schwärzlichen Kalke von Mianowice, von welchen einige vielleicht als Beyrichienkalke anzusprechen sind, haben eine polygonal gerundete Form.

Die grössten krystallinischen Geschiebe konnte ich in Horbków und Steniatyn, Sokal O auffinden, sie erreichen dort bis zu 1 Meter Durchmesser, meist aber sind sie viel kleiner und schwanken zwischen Nuss- und Kopfgrösse, wobei die letztere schon ziemlich selten vorkommt.

Ueber die Mächtigkeit der Geschiebeschichte habe ich noch eine Beobachtung mitzutheilen. In der Umgebung nördlich und südlich von Sokal, wo die Senonkreide am Bugufer vielfach aufgeschlossen ist und Undulationen der Profillinie zeigt, kann man hie und da die Wahrnehmung machen, dass die Geschiebeschichte an denjenigen Stellen etwas mächtiger ist, wo die Senonkreide etwas vertieft ist, als an jenen, wo sie sich höher erhebt. Ferner scheint es, als ob die Grösse der Geschiebe mit der Annäherung an die grösseren Thäler, wie das Bug-, das Warezankathal, geringer würde; auf den ferner von den Thälern gelegenen Höhen, wie in Horbków, Steniatyn, scheinen sich dagegen die grösseren Geschiebe vorzufinden.

Ueber die Herkunft der Geschiebe lässt sich leider nicht viel aussagen. Vor Allem müssen einheimische und nordische, fremdartige Geschiebe unterschieden werden. Zu den ersteren zählt der Lithothamnienkalk und der Oolithkalk mit kleinen Versteinerungen, die Bruchstücke von Senonkreide und von Belemnitellen, vielleicht auch ein Theil der Quarzsandsteine und Feuersteine. Zu den nordischen gehören vor Allem krystallinische Geschiebe, die Kalksteingeschiebe mit Versteinerungsspuren (Beyrichienkalk ?) *Parasmilia Fittoni*, derjenige Theil der Horn- und Feuersteine, der der baltischen Kreide entstammt, und wohl auch ein Theil der Quarzite. Von ganz unbestimmter Herkunft ist der Süsswasserquarz mit *Physa*, *Lymnaeus*, *Planorbis* von Steniatyn. Inwiefern ein Theil der Quarzite und Hornsteine einheimischer Herkunft sein dürften, wird aus dem später Folgenden ersichtlich werden.

Zweifellos hat man es im nordöstlichen Galizien nur mit einer einzigen Geschiebebildung zu thun; wenn auch an einzelnen Stellen, wie südlich von Sokal, die Geschiebeschichte durch eine schmale Sandlinse in eine obere und eine untere Hälfte geschieden sein kann, so ist dies doch offenbar nur eine ganz nebensächliche, örtliche Erscheinung und kann den einheitlichen Charakter der ohnedies kaum 1 Meter mächtigen Geschiebelage nicht beeinträchtigen. Eine Wiederholung des glacialen Phänomens hat hier entschieden nicht stattgefunden.

Die beschriebene Geschiebelage ist wohl sicher als das materielle Aequivalent des Geschiebelehmes und Sandes der norddeutschen Ebene etc. zu betrachten; nur haben wir hier den Geschiebelehm nicht mehr in seiner ursprünglichen Lagerung und Zusammensetzung vor uns, sondern in einer durch fluviatile Umlagerung veränderten Gestalt. Wie früher erwähnt wurde, zeigen sich die Geschiebe an manchen Stellen deutlich nach der Schwere angeordnet; die Geschiebeschichte enthält immer horizontale, bald mehr, bald minder grosse Sandschnüre und Linsen mit deutlich fluviatiler Schichtung. Häufig beobachtet man gerundete Kreidebrocken und abgerollte Belemnitellenbruchstücke in

horizontalen Schnüren und Reihen dem Geschiebesand eingelagert, ebenso auch horizontale Grus- und Lehmstreifen. Wie der Löss im Allgemeinen in seiner untersten Partie Sand oder Schotter zu führen pflegt, so tritt auch hier diese Erscheinung auf, nur sind hier die von Norden herbeigebrachten erratischen Materialien in solcher Ausdehnung und Menge mit eingeschlossen worden, dass sie den wichtigsten und augenfälligsten Bestandtheil bilden. Mit dieser Erklärung stimmt auch die Beobachtung gut überein, dass die Höhen durch grössere Blöcke ausgezeichnet sind und sich die Geschiebeschichte gegen die Thäler zu mächtiger, aber aus kleineren Elementen zusammengesetzt erweist.

Die Beschreibung, welche z. B. die norddeutschen Geologen von der petrographischen Beschaffenheit des echten Geschiebelehmes geben, stimmt mit unseren Beobachtungen gar nicht überein. So schreibt Dr. Penck[1]: „Derselbe (der Geschiebelehm) besteht aus einem Gemenge sandiger, staubiger und thoniger Partikel, welche mehr oder minder innig gemischt sind und so eine bald thonige, bald sandige, doch stets ungeschichtete, festgepackte, augenscheinlich stark gepresste Grundmasse bilden, in welcher die Gesteinsblöcke völlig regellos zerstreut liegen, geradezu eingeknetet sind." In ähnlicher Weise äussern sich auch andere Beobachter. Davon ist in der nordostgalizischen Tiefebene nichts zu sehen. Wo immer eine deutliche Geschiebelage wahrzunehmen ist, fehlen niemals mehr minder deutliche Anzeichen einer Schichtung, der stets in grosser Menge vorhandene grusige Sand ist immer gut geschichtet. Die Blöcke selbst erscheinen nur da, wo sie im Umlagerungsproduct der Kreide eingebettet liegen, ziemlich regellos gelagert, ohne deutliche Sonderung nach dem Gewichte; dies ist aber auch bei der zähen Umhüllungsmasse, als welche man sich das betreffende Gebilde denken muss, ganz begreiflich.

Die beschriebene Form der Geschiebegrande, wie sie uns im nordöstlichen Galizien entgegentritt, unterscheidet sich dem Wesen nach gar nicht von dem Mischschotter aus nordischen und karpathischen Geschieben, den ich im Jahre 1882 beschrieben habe und der später noch ausführlicher besprochen werden soll. Die Rolle der karpathischen Geschiebe spielen hier die Kreidebrocken, die Belemnitellenfragmente und wohl auch ein Theil der Quarzite und Hornsteine; es ist dies jener Theil der Geschiebe, welcher von Süden her oder an Ort und Stelle durch die Kraft des fliessenden Wassers herbeigetragen wurde. Der Lithothamnienkalk und Oolithkalk stellt ebenfalls unzweifelhaft ein einheimisches Gestein dar, konnte aber auch von Norden her durch den diluvialen Gletscher hergeschafft worden sein. Es ist aber die Geschiebelage oder Geschiebebestreuung in Nordostgalizien, wie es scheint, viel zusammenhängender, als in den Karpathen und ihrem nördlichen Vorlande.

Wir haben es also hier nicht mit der gewöhnlichen, als Grundmoräne anzusprechenden Form der Geschiebelehme und Sande zu thun, sondern mit einer Randfacies. Vielleicht sind bei der Umlagerung der Grundmoräne die Schmelzwässer der Rückzugsperiode betheiligt gewesen. Streng genommen, darf man die beschriebene Geschiebeschichte

---

[1]) Zeitschr. d. deutschen geolog. Gesellschaft 1879, XXXI, pag. '18.

nur insofern eine Glacialbildung nennen, als man dabei die Herkunft der Hauptmasse der groben Bestandtheile derselben im Auge hat, denn ihre Bildungsperiode fällt wohl in die Zeit während oder nach dem Rückzuge des nordischen Eises. Wenn man die fluviatile Entstehung des Lösses zugibt, steht sogar der Annahme nichts im Wege, dass wenigstens ein Theil der Geschiebegrande gleichzeitig mit dem Löss gebildet worden sei.

Zu etwas anderen Ergebnissen gelangte Dr. Hilber durch das Studium des westlichen an das meinige anstossenden Gebietes von Rawa, Bełz etc., wo die Glacialbildungen mächtiger und grossartiger entwickelt zu sein scheinen. Hilber[1]) betrachtet den Geschiebegrus, den Geschiebelehm und einen Theil des Geschiebesandes als Grundmoräne des nordischen Gletschers und gibt die Höhe von 368 als grösste Höhe der dortigen erratischen Vorkommnisse an. Auch konnte Dr. Hilber präglaciale Lehme und Sande ausscheiden. Störungen im Untergrunde der Geschiebelage waren nirgends wahrnehmbar. Gekritzte Geschiebe konnte ich in Nordostgalizien nicht auffinden, wohl aber Dr. Hilber[2]), dagegen traf ich in Westgalizien in Bączal[3]) und neuerlich in Zabłędza südlich von Tarnów sehr schöne und untrüglich gekritzte Geschiebe an. Die relative Seltenheit dieser Erscheinung stimmt übrigens ganz gut mit den in Norddeutschland gemachten Beobachtungen überein.

Die Untersuchungen der nordischen und norddeutschen Geologen haben so viel Belege für die Glacialtheorie beigebracht, dass es kaum einer besonderen Rechtfertigung bedarf, wenn man sich bei Beschreibung eines Gebietes, welches vom erratischen Phänomen mitbetroffen erscheint, auf den Boden dieser Theorie stellt. Man kann nicht behaupten, dass die Untersuchung der ostgalizischen Ebene nach dem, was bisher an entscheidenden Beobachtungen für die Glacialtheorie von vielen Seiten emsig herbeigefördert wurde, irgend welche neue Gesichtspunkte ergeben hätte; was diesbezüglich hervorzuheben wäre, hat bereits Dr. Tietze[4]) ausgeführt. Es zeigte sich deutlich, dass im Wesentlichen und Allgemeinen zwischen den glacialen Erscheinungen in Ostgalizien und den Verhältnissen in anderen Theilen des norddeutsch-russischen Tieflandes Uebereinstimmung besteht. Die Frage, ob die beschriebene Geschiebebildung dem unteren oder oberen Geschiebelehme Norddeutschlands entspricht, lässt sich, ohne Verfolgung des Zusammenhanges und Untersuchung der dazwischen gelegenen Gegenden, kaum der Entscheidung zuführen. Nach Torell hat man die am weitesten nach Süden ausgreifende Vergletscherung als die älteste zu betrachten und darnach hätte man die Geschiebebildung Ostgaliziens dem unteren Geschiebelehme Norddeutschlands gleichzustellen. Indessen hat vielleicht diese Frage überhaupt keine wesentliche Bedeutung, da gegenwärtig noch immer manche gewichtige Forscher die norddeutsche Geschiebe-

---

[1]) Reisebericht aus Ostgalizien, Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 303 und 304.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 303.
[3]) Jahrbuch d. geol. Reichsanst. 1883, pag. 556.
[4]) Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 105—107.

bildung als das Ergebnis einer nur einmaligen Vergletscherung betrachten zu können angeben.

Schliesslich muss ich noch bemerken, dass ich zur Zeit der Untersuchung des beschriebenen Gebietes noch schwankte, ob die nordostgalizische Geschiebelage bei Sokal etc. nicht vielleicht doch als ursprüngliche Grundmoräne betrachtet werden könne, spätere Beobachtungen in Mittelgalizien liessen mich ein richtigeres Bild davon gewinnen.

Ganz andere Erscheinungen stellen sich südlich von dem eben besprochenen Verbreitungsgebiete der nordischen krystallinischen Gesteine dar. Hier treten ebenfalls lose fremdartige Gesteinsblöcke und Geschiebe von Hornstein und Quarzsandstein auf, von denen man bisher annahm, dass sie mit dem diluvialen Glacialphänomen in innigstem Zusammenhange ständen. Ich werde diese Vorkommnisse, soweit ich sie kennen zu lernen Gelegenheit hatte, zuerst beschreiben und nachher die Frage zu erörtern suchen, inwieweit die eben erwähnte Deutung derselben zulässig ist.

Schon Wolf [1]) hat bei der Uebersichtsaufnahme die Wahrnehmung gemacht, dass südlich von dem Verbreitungsgebiet krystallinischer Geschiebe Quarzite und Hornsteine wie erratisch vorkommen, ohne von krystallinischen Gesteinen begleitet zu sein. Von der damals ziemlich unbestrittenen Drifthypothese ausgehend, dachte er zur Erklärung dieser Erscheinung an Einschwemmung aus zwei verschiedenen Richtungen.

Diese Quarzit- und Hornsteingeschiebe bilden keineswegs eine zusammenhängende Decke, sondern erscheinen an einzelnen Stellen von beschränkter Ausdehnung, namentlich auf den aus Senonkreide bestehenden Anhöhen verstreut. Dagegen findet man an vielen Stellen, wo die Kreide mit weiten Flächen ansteht, keine Spur davon oder nur vereinzelte Andeutungen. In den Sandgebieten erscheinen Quarzitgeschiebe auch nur an ganz vereinzelten Stellen.

Die auffallendsten dieser Vorkommnisse sind an den 240—270 Meter hohen, ungefähr ostwestlich gestreckten Kreiderücken südlich von Toporów geknüpft. Ueber den nördlichen Abhang derselben sind zahlreiche grosse Quarzitblöcke verstreut, von welchen viele mehrere Kubikmeter (bis 10 Kubikmeter) Inhalt besitzen. Daneben finden sich aber nur selten auch kleinere Quarzsandsteinblöcke in den verschiedensten Formen und ebenfalls selten Hornsteinknauern vor. Gegenwärtig sind die grösseren Blöcke ungefähr 50 bis 500 Schritte oder noch weiter von einander entfernt, doch sind auch hie und da einzelne grössere Flächen ganz blockfrei. Es ist übrigens anzunehmen und die Einheimischen behaupten dies mit Bestimmtheit, dass diese Quarzsandsteinblöcke früher etwas zahlreicher waren, da sie die Bevölkerung schon seit langer Zeit zu culturellen Zwecken hinwegführt und verwendet. Gegenwärtig sieht man noch grosse und ziemlich zahlreiche Blöcke auf der Anhöhe südlich und südöstlich von Czanysz und auf dem Wege vom Vorwerk (poln. Folwark) Julianka nach Adamy; weiter östlich gegen Przewłoczna und Sokołówka nimmt ihre Zahl immer

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1859, pag. 126, 127.

mehr ab. Die Blöcke, die gegenwärtig meist vereinzelt erscheinen und nur sehr selten so dicht beisammen liegen, dass man von Blockanhäufungen sprechen kann, liegen frei auf der Kreide, beziehungsweise der schwarzen Verwitterungserde derselben, nur hie und da liegt ein wenig Sand ausgestreut, von dem sich aber nicht mit Bestimmtheit sagen lässt, dass er ein ursprünglicher Begleiter der Geschiebe ist; er könnte ganz wohl als Flugsand der gegenwärtigen Periode aufzufassen sein. Anderntheils könnten die Geschiebe ursprünglich ganz gut in einem Geschiebesand oder Lehm eingebettet gewesen sein, der später durch Denudation unter Zurückbleiben der grossen zuweilen riesigen Geschiebeblöcke entfernt wurde.

Die äussere Gestalt der Blöcke ist eine unregelmässig klumpenförmige; sie zeigen niemals die kantenbestossene Form der krystallinischen Geschiebe; dagegen ist ihre Oberfläche meist ausserordentlich glatt und zeigt dabei kleine, rundliche Eindrücke, die einigermassen an die der Wüstenkiesel erinnern. Zuweilen besitzen sie aber auch eine rauhe, unregelmässige, wie corrodirt aussehende Oberfläche. Die Hornsteinknauern haben da, wo sie frei liegen, dieselbe Beschaffenheit, wie in der früher beschriebenen Geschiebelage mit krystallinischen Gesteinen.

An der Strasse von Czanysz nach Adamy sieht man Quarzitblöcke bis zu $^1/_2$ Meter Durchmesser rings von losem Sande eingehüllt und dadurch mehr oder minder den Augen des Beobachters entzogen. In dem Masse, als sich das Terrain nach Westen zu senkt und die Sandbedeckung mächtiger wird, verlieren sich oberflächlich die Spuren der Geschiebe. Diese wurden also von dem jüngeren Sande umgeben, welcher wohl nicht als die Geschiebe ursprünglich begleitend zu betrachten ist, wenn auch vielleicht ein Theil des Diluvialsandes sein Material der ehemaligen Umgebung dieser Blöcke verdankt. Die Geschiebe mochten dabei Ortsveränderungen erfahren haben, die aber wohl nur geringe waren, und so hie und da auf secundäre Lagerstätte gerathen sein.

Die Fortsetzung dieses Auftretens grosser, frei umherliegender Quarzitblöcke bilden offenbar die Vorkommnisse auf der Kreideanhöhe von Batiatycze bei Kamionka strumiłowa, die bereits in das Aufnahmsgebiet von Dr. H i l b e r fallen. H i l b e r [1]) hat bereits eine kurze Beschreibung derselben geliefert und wird noch Eingehenderes darüber mitzutheilen haben. Aber auch in K a m i o n k a [2]) s t r u m i ł o w a selbst und in T u r k i, Kamionka O finden sich jedoch unter anderen Verhältnissen grosse Quarzitblöcke und Blockanhäufungen vor. Die Kreideanhöhe von Batiatycze reicht bis zum Schlosse und den ersten Häusern der Stadt Kamionka strumiłowa. Dort fällt die Kreide allmälig ab und wird noch auf dem Gebiete der Stadt von fluviatilem, wohlgeschichtetem Lehm mit einer später zu beschreibenden Fauna überdeckt. Dieser Lehm macht nach Osten ziemlich rasch fluviatilem Sande Platz, welcher auf dem rechten Ufer des Bug herrschend wird. Die Kreideunterlage dieser lehmigen und sandigen Ablagerungen ist im Einschnitte des Kamionkabaches in der Stadt Kamionka selbst, sowie

---

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 247, 304.

[2]) Der Name des Städtchens rührt von diesen Blockvorkommnissen her; Kamien = der Stein.

auch an den Bugufern nördlich und südlich von Kamionka sichtbar. In dem überdeckenden Lehm oder auch im Sande sieht man nur einzelne, meist ziemlich grosse Quarzit- und Hornsteinblöcke eingelagert, am besten in den Lehmgruben in der Stadt selbst, wie auch an den Bugufern. Die Grösse dieser Blöcke wechselt; ich sah welche bis zu $^1/_2$—$^3/_4$ Meter im Durchmesser. Südlich von Kamionka strumiłowa am Bugufer besitzen sie dagegen eine nur geringe Grösse. Von einer Geschiebeschichte kann hier wohl nicht die Rede sein; da wo die diluviale Bedeckung der Kreide mehr sandig ist, liegen die Blöcke vorwiegend in den untersten an die Kreide grenzenden Lagen; im Lehme finden sie sich vereinzelt auch in den höheren Partien vor. In grösserer Entfernung von der Kamionker Kreideinsel sah ich in dem durch mehrere Ziegeleien aufgeschlossenem fluviatilen Lehme keine Blöcke mehr; es scheint, dass sie sich hauptsächlich am Rande der Kreideinsel vorfinden.

Sehr eigenartig sind die Verhältnisse, unter welchen die Quarzitblöcke im Walde östlich von Turki, Kamionka strumiłowa O, auftreten. Der Boden besteht daselbst aus Sand. Ungefähr $^1/_2$—2 Meter unter der Oberfläche liegt eine bis zu $1^1/_2$ Meter mächtige Lage von Quarzsandsteinen, welche hier dicht an einander gelehnt und durch spärlichen lehmig-grusigen, braunen Sand verbunden sind. Die Unterlage besteht abermals aus feinem weissen Sand. Die Quarzsandsteinblöcke sind meist sehr gross, sie können bis zu $^3/_4$, selbst 1 Meter im Durchmesser erreichen und besitzen zuweilen eine unregelmässig kubische, meist aber eine plattige Form. Die Aneinanderreihung ist eine solche, dass sich die Blöcke mit den Breitseiten berühren, während sie mit ihren Schmalseiten auf dem darunter liegenden Sande aufruhen. Man hat da stellenweise förmliche Pakete von Blöcken oder häufiger Platten vor sich, die einen ähnlichen Eindruck hervorrufen, wie die Eisplatten eines gestauten Eisstosses. Ausser den grossen Quarzitblöcken und Platten finden sich bemerkenswertherweise nur wenige kleinere vor, ebenso ist die Zahl der stets kleineren Hornsteinknauern eine geringe, fast verschwindende. Merkwürdig ist auch die Oberflächenbeschaffenheit dieser Blöcke. Die Oberfläche ist meist vollkommen geglättet und über und über mit den schon früher erwähnten runden Eindrücken besetzt. Diese Eindrücke haben gewöhnlich den Durchmesser von $^1/_2$—1 Centimeter, sind selten grösser, häufiger kleiner. Je breiter solche Eindrücke, desto tiefer sind sie auch in der Regel; die Ränder derselben sind häufig, namentlich bei den grösseren Eindrücken ziemlich scharf. Sehr überraschend ist die Beschaffenheit der Kanten bei den mehr plattigen Blöcken, die trotz der weitgehenden Glättung der Oberfläche meistens ziemlich, sogar sehr scharf genannt werden müssen.

Dieses Vorkommen wurde zur Zeit der Untersuchung für den Bau der Strasse von Kamionka nach Radziechów und Mikołajów lebhaft ausgebeutet. Da es sich oberflächlich nicht auffallend verräth, lässt sich seine Ausdehnung nicht ohne weiteres abschätzen; im Sommer 1881 war es auf einer Fläche von ungefähr $^1/_{10}$ Quadratkilometer bekannt. Es ist schwer zu sagen, wie man sich die Entstehung dieser Geschiebelage zu denken habe. Vor Allem muss betont werden, dass hier wohl nur ein locales Vorkommen vorliegt. Wenn auch grössere

natürliche und künstliche Aufschlüsse in dem untersuchten Gebiete verhältnismässig spärlich sind, müsste doch bei einer allgemeineren Verbreitung derartiger Geschiebelagen mehr davon zu sehen sein. Der Sand, in welchem das beschriebene Blocklager in Turki eingeschlossen ist, bildet einen Theil der grossen fluviatilen Sanddecke, welche zwischen Kamionka und Toporów ausgespannt ist. Es scheint mir kaum bezweifelbar, dass sich die Geschiebe von Turki trotz ihrer Grösse auf secundärer Lagerstätte befinden. Ihre Lagerung ruft den Eindruck hervor, als wäre hier ein stauendes Hindernis, etwa eine von Sand bedeckte Kreidekuppe vorhanden gewesen, an welche die von einer starken, beständigen Strömung erfassten Geschiebe angelegt wurden. Ausser den bisher beschriebenen Vorkommnissen wurden grosse vereinzelte Blöcke noch bei Ruda, zwischen Toporów und Brody, vorgefunden. Es sind dies grosse Quarzitblöcke, bis zu $^1/_2$ Meter Durchmesser, die nördlich vom Dorfe, von Flugsand umgeben, vereinzelt umherliegen.

Die grosse Kreideinsel von Radziechów zeigt dagegen merkwürdigerweise nur sehr geringe Blockbestreuung. Trotz zahlreicher daselbst unternommener Ausflüge fand ich nur nördlich von Chołojów, ferner auf der Pawłówhöhe und zwischen Krzywe und Dmytrów einige kleine Quarzsandstein- und Hornsteinblöcke frei auf der schwarzen Verwitterungserde der Kreide liegen; in der nördlichen Hälfte der Kreideinsel, nördlich von Radziechów dagegen fehlen diese Vorkommnisse vollkommen, sie finden sich aber wohl westlich und östlich davon vor. Zwischen Korczyn und Podzimierz und Jastrzembica liegen auf mehreren sehr niedrigen Kreidestreifen zahlreiche kleinere Quarzit- und Hornsteinblöcke. Die letzteren erwiesen sich gerade in dieser Gegend verhältnismässig fossilreich; *Cidaris sp.*, *Terebratula sp.*, *Pentacrinus sp.* und dergleichen leider specifisch nicht sicher bestimmbare Reste fanden sich in mehreren Blöcken vor. Die Grösse der Blöcke ist durchwegs eine geringe, sie zeigen niemals mehr als $1^1/_2$ Decimeter Durchmesser. In Korczyn liegen ausserdem einzelne kleinere Quarzit- und Hornsteinblöcke in dem von Sand bedeckten bläulichen fluviatilen Lehm, der daselbst die Kreide bedeckt. Ein solches Geschiebe zeigte die Form der gewöhnlichen Flussgeschiebe. Nicht weit davon, bei Podzimierz und dem Wirthshause Wygoda, stellen sich nebst Tertiärblöcken die ersten, am weitesten nach Süden vorgedrungenen krystallinischen, nordischen Blöcke ein; ihre Grösse ist hier eine geringe, sie erreichen kaum $^1/_2$ Decimeter Durchmesser.

Oestlich von der Radziechówer Kreideinsel fand ich sehr zahlreiche, doch ziemlich kleine Blöcke von Quarzit und Hornstein bei Sterkovce bei Mikołajów, nahe der österreichisch-russischen Grenze, unter Verhältnissen, die nicht den früher geschilderten gleichen.

Hier erscheinen die Geschiebe in einem Diluvialgebilde eingelagert, welches grösstentheils aus umgelagerter und veränderter Senonkreide, daneben etwas Sand besteht. Es findet sich dieses, von unzersetzter Kreide zuweilen nicht ganz leicht zu unterscheidende Gebilde gewöhnlich in der Umgebung von Kreideinseln vor und geht sowohl in Löss, wie in lacustren oder fluviatilen Lehm über.



In Sterkovce kommt gegenüber dem Dorfe am rechten Ufer des Flusses Sydołowka die Kreide zum Vorschein, und über derselben liegt das eben erwähnte Umlagerungsproduct, welches hier die Blöcke enthält. Etwa 1—2 Kilometer südlich von Mikolajów oder Sterkovce trifft man in der Gegend Krydowina oder Hromusz abermals einen Kreidezug an, auf dem ebenfalls einzelne Blöcke verstreut sind. Die Grenze zwischen dem früher beschriebenen Umlagerungsproduct und der unzersetzten Kreide ist übrigens sehr schwer zu erheben, da die beiden Gebilde einander sehr ähnlich sind und ihr Verwitterungsproduct, eine ziemlich gleichartige, schwarze Erde, ebenfalls keine wesentlichen Verschiedenheiten erkennen lässt. Die Blöcke von Sterkovce liegen also zum geringeren Theil auf Kreide; die Hauptmasse derselben ist in der unteren Partie des wenig mächtigen Umlagerungsproductes der Kreide eingebettet und befindet sich also wohl auf secundärer Lagerstätte. Dasselbe ist wohl auch bei den Blöcken von Stanislawczyk und Hrycowola, Brody NW, der Fall, die im Dorfe und der Umgebung im Sande zerstreut liegen. Ihre Zahl ist eine geringe. Es lässt sich übrigens nicht sicher feststellen, ob dies wirklich natürliche Vorkommnisse sind; eine Verschleppung zu culturellen Zwecken durch den Menschen ist hier nicht ausgeschlossen.

Südlich von den Czanyszer Blöcken tritt uns im sog. Kamienne pole (Steinfeld), in Jablonówka bei Busk eine aus Kreide bestehende, jedoch nur 230 Meter hohe, etwa 2¼ Kilometer lange und 1¼ Kilometer breite Kreidefläche entgegen, welche ziemlich dicht mit Quarzitblöcken und Hornsteinen besäet erscheint. Die Eingeborenen erzählen, dass hier ehemals grössere Blöcke vorhanden waren, aber im Laufe der Zeit aufgebraucht wurden. Ein ähnliches, aber kleineres Vorkommen findet sich westlich von dem letzteren an der Strasse von Rakobuty nach Derewlany, nicht weit von dem die Höhe von 238 Meter aufweisenden Triangulirungspunkt.

Hiemit wären die in meinem Aufnahmsgebiete mir bekannt gewordenen Vorkommnisse von Quarzitblöcken erschöpft. Dr. Hilber[1]) hat noch südlich davon zwei derartige Ercheinungen beobachten können; er fand einen kleinen Quarzitblock bei Krasne und fünf grössere Blöcke bei Zloczów.

Endlich muss ich noch erwähnen, dass ich zu Smolno bei Brody mitten im Dorfe ein kleines Stück eines röthlichgrauen Granits auflesen konnte, dessen Herkunft eine zweifelhafte ist. Da ich in dem ganzen Gebiete nördlich und nordwestlich von Brody bis an die russische Grenze bei Stojanów keine Spur von krystallinischen, erratischen Geschieben entdecken konnte, erscheint es mir äusserst zweifelhaft, ob das betreffende Stück wirklich als Glacialmarke angesehen werden darf. Wahrscheinlich liegt hier eine durch den Menschen bewirkte Verschleppung vor[2]).

Es ergibt sich also, dass die Blöcke von Quarzsandsteinen und Hornsteinen im südlichen Theile des Aufnahmsgebietes zum Theil direct auf der Senonkreide liegen, zum Theil in die umgebenden fluviatilen

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 249 und 256.
[2]) Vergl. die späteren Angaben über derartige Funde bei Busk.

Ablagerungen, Sand und Lehm eingeschlossen sind; die letzteren befinden sich den ersteren gegenüber auf secundärer Lagerstätte. Die augenfälligste Erscheinung bietet das Auftreten grosser Quarzsandsteinblöcke längs einer schmalen, ungefähr ostwestlich mit einer geringen Abweichung nach Norden streichenden Zone. Nördlich und südlich von derselben kommen nur kleinere Geschiebe vor, die aber auch niemals eine eigentliche Geschiebeschichte bilden, sondern entweder lose auf der Kreide aufliegen oder aber secundär im Sand oder Lehm eingeschlossen sind.

Wolf[1]) war der erste Geologe, der diese sonderbaren Quarzsandsteinblöcke beobachtet hat. Er betrachtete sie als erratische Blöcke der Diluvialzeit und glaubte sogar an einem Blocke die schwache Spur eines Gletscherschliffes wahrgenommen zu haben. Im Anschlusse an diese naheliegende Deutung haben auch Dr. Hilber und ich diese Vorkommnisse ohne Bedenken als erratisch angesprochen. Dr. Hilber[2]) betrachtete dieselben als Stauungsmoränen des nordischen Gletschers. „Die vorgeschobene Endmoräne konnte wegen des Hindernisses nicht weiter vorgeschoben werden, nachdem sich der Gletscher an demselben gestaut hatte; er überstieg seine liegenbleibende Endmoräne." Bei näherer Betrachtung zeigt es sich aber, dass sowohl diese Erklärung als überhaupt die Annahme eines Zusammenhangs der diluvialen Vergletscherung mit der betreffenden Erscheinung die Verhältnisse nicht sehr befriedigend erklärt.

Die beschriebenen Blockablagerungen von Quarzsandstein kennt man aus der Gegend von Ruda und Czanysz westlich von Brody bis Batiatycze bei Kamionka und bei Rawa ruska. Westlich von dieser Gegend ist davon keine Spur mehr vorhanden, sie beschränken sich auf denjenigen Theil der nordostgalizischen Tiefebene, welcher durch den Lemberg-Tomaszower Rücken im Westen, durch den Steilrand der podolischen Platte im Süden begrenzt ist. Wenn hier wirklich diluviale erratische Vorkommnisse vorliegen, müsste man annehmen, dass sich das nordische Inlandeis bis in die Gegend von Brody erstreckt habe, seine Grundmoräne aber nur ungefähr bis Podzimierz bei Krystynopol gereicht habe, denn in der ganzen Gegend zwischen diesen beiden Punkten findet man keine Spur von der sonst ziemlich verbreiteten und zusammenhängenden Lage mit krystallinischen Geschieben. Während sonst die glacialen Ablagerungen an ihrem Südrande allenthalben durch das Vorkommen der nordischen Granite etc. ausgezeichnet sind und sich gerade diese als sehr bezeichnend und beständig erweisen, müsste man hier nicht nur ein locales Ausbleiben der Granite, sondern überhaupt ein Fehlen der Grundmoräne, beziehungsweise ihres Umlagerungsproductes bei gleichzeitigem Vorhandensein einer Stirnmoräne annehmen. In Kamionka starawies, südlich von Rawa ruska, kommen nach Dr. Hilber 11 derartige Gruppen von Quarzsandsteinblöcken ohne eine Spur von krystallinischen Geschieben vor, wohl aber ist nördlich und südlich davon Geschiebelehm und Sand mit zahlreichen krystallinischen Geschieben ausgebreitet. Betrachtet man diese Blockgruppen als Stirn-

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. Verhandl. 1859, pag. 126, und 1860, pag. 29.
[2]) Verhandl. der geol. Reichsanst. 1881, pag. 304.

moränen, dann wird das absolute Fehlen jeglicher nordischer Granite etc. in denselben umso unerklärlicher. Ferner ist es nicht möglich, die Vorkommnisse kleinerer Blöcke nördlich und südlich von der Zone der grossen Blöcke zu deuten, und es bleibt unerklärlich, warum das Inlandeis seine Stirnmoräne nicht schon an die Radziechówer Kreideinsel abgegeben hat, welche den Toporówer Kreidehügel nördlich vorlagert und ein viel bedeutenderes Stauungshindernis vorstellt, als die letzteren. Endlich pflegt man den Inlandeismassen überhaupt keine Stirnmoränen zuzuschreiben und speciell in unserem Falle wäre die Herkunft einer solchen äusserst schwierig zu erklären.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass wir es in der fraglichen Erscheinung überhaupt nicht mit dem Glacialphänomen zu thun haben. Herr Dr. Tietze war so freundlich, mich auf das Vorkommen grosser Quarzsandsteinblöcke in Glinsko bei Zółkiew aufmerksam zu machen, welches er in seiner Arbeit über die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg[1]) beschrieben hat. Es kommen dort grosse flache Blöcke eines hellfarbigen, festen, quarzitischen Sandsteins vor, welche mitten im tertiären Sand darin liegen. Tietze meint, dass die von Wolf als erratisch beschriebenen Quarzite bei Rawa ruska offenbar derartigen tertiären Quarzsandsteinbildungen entsprechen. Analoge concretionäre Sandsteine kommen im tertiären Sande nach Tietze auch beim Janower Schranken in Lemberg und an der Czertowa skala vor. In der That ist diese Erscheinung auch in anderen Gebieten keine seltene und ist bereits vielfach beobachtet worden.

Wir hätten danach in den grossen Blöcken, welche hie und da auf den Kreideanhöhen bei Kamionka strumiłowa und Toporów aufruhen, nur die letzten Denudationsreste der ehemaligen Tertiärdecke zu erblicken. Man muss gestehen, dass diese Annahme sehr viel für sich hat und die beobachteten Verhältnisse viel besser erklärt, als wenn man die betreffenden Gebilde für erratisch ansieht. Alle Schwierigkeiten entfallen dabei von selbst oder sind mindestens viel leichter zu begreifen, als durch die anfängliche Deutung. Die mit den Quarzsandsteinen mitvorkommenden Hornsteine müssten dann als der einheimischen Kreide entnommen gedacht werden. Ihr Vorkommen ist keineswegs ohne Analogie, denn in der Gegend zwischen Brody und dem Plateaurand liegen sowohl auf der Kreide wie auch im Sande, wie früher beschrieben wurde, zahlreiche Horn- und Feuersteinknauern und Fragmente von Lithothamnienkalk, die sich gegen die Ebene zu allmälig verlieren. Das Auftreten der Quarzsandsteine in der Geschiebelage zusammen mit nordischen Graniten könnte sowohl durch nachherige Einschwemmung erklärt werden als auch durch die Annahme, dass der Gletscher beim Vorwärtsdringen die oberflächlich auf der denudirten Kreide vorhandenen Quarzsandsteingeschiebe in seine Grundmoräne aufgenommen hat. Ein Theil der Quarzsandsteine der Grundmoräne könnte dagegen nordischen Ursprungs sein, wie ja Dr. Hussak in der That darunter Dalaquarzite erkannt zu haben meint.

Dr. Tietze, welcher Quarzsandsteinproben von Turki und Czanysz besichtigt hat, erklärte dieselben für sehr ähnlich mit den Sandsteinen

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, pag. 44.

von Glińsko bei Zółkiew, er konnte sich aber an die Petrographie der letzteren nicht mehr so genau erinnern, um ein sicheres Urtheil abgeben zu können. Dagegen berichtet Dr. Hilber[1], dass der tertiäre Sand des Lemberg-Tomaszower Rückens häufig zu Sandstein verkittet erscheint, dessen Aehnlichkeit mit dem vieler erratischer Blöcke im Osten davon eine auffallende ist. Ferner fand er[2], dass in den fraglichen Blockgruppen auch Sandsteine einheimischen Ursprungs vorkommen und ebenso verkieseltes Holz, welches ebenfalls dem galizischen Miocän entstammen könnte.

Dadurch erhält der Erklärungsversuch von Dr. Tietze eine wesentliche Stütze und wird daher wohl anzunehmen sein.

Löss.

Der galizische Löss ist nach seinen petrographischen Eigenschaften, seiner Fossilführung und seinem landschaftlichen Auftreten bereits so vielfach und ausführlich — am eingehendsten von Tietze[3] und Hilber[4] — geschildert worden, dass es wohl nicht nothwendig ist, darüber noch Worte zu verlieren. Meine Aufgabe wird es hauptsächlich sein, die geographische Verbreitung des Löss und sein Verhältnis zu anderen Diluvialbildungen zu besprechen, sowie die Resultate mitzutheilen, welche die mikroskopische Untersuchung der Lössproben ergeben hat.

In der hier darzustellenden Gegend tritt der Löss in drei selbstständigen Gebieten auf. Er erscheint auf der Höhe der podolischen Platte und am Plateaurande südlich von Brody; sein Vorkommen daselbst wurde bereits beschrieben und braucht daher nicht mehr berührt zu werden. Ferner setzt der Löss einen langgedehnten, schmalen Höhenzug westlich von Busk und südlich von Kamionka strumiłowa zusammen, welcher nur in seinem nordöstlichen Randstreifen meinem Aufnahmsgebiet zufällt. Dieser Zug besitzt die Breite von ungefähr 10—12 Kilometer, beginnt bei den Dörfern Rzepniów, Kozłów und Nowosiółki im Osten und erstreckt sich mit nahezu gleichbleibender Breite über Zółtańce und Kulików bis südlich von Zółkiew. Man könnte ihn nach der bekannten Ortschaft Kulików den Kulikówer Lösszug nennen. Dr. Tietze und Hilber haben ihn grösstentheils beschrieben und dessen ostwestlich, nur mit einer geringen Abweichung nach Norden gerichtetes Streichen hervorgehoben. Seine Höhe schwankt zwischen 250 und 300 Meter, während das umgebende Terrain namentlich im Osten und Norden viel niedriger ist. (Circa 220—235 Meter.) Mit dem Eintreten des Löss ist meist eine ziemlich oder ganz unvermittelte Erhöhung des Terrains verbunden, nur bei Rzepniów, Nahorce, Zelechów, Horpin, auf dem Gebiete der dargestellten Karte ist der Uebergang ein ziemlich allmäliger. Im Kulikówer Lösszug ist bis jetzt kein Aufschluss der das

---

[1] Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 300.
[2] l. c. pag. 305.
[3] Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 111.
[4] Ebendaselbst, pag. 315.

Grundgebirge bildenden Kreide bekannt geworden; bei Derewlany, Rakobuty und Busk tritt die Kreide hervor, verliert sich aber westlich unter der jüngeren Bedeckung und erscheint erst westlich von Kulików wieder.

Das wichtigste Lössterrain des Aufnahmsgebietes bildet die Umgebung von Mikolajów und Sokal. Es wurde schon im Vorhergehenden angegeben, dass sich nördlich vom Kreidehöhenzuge Szczurowice, Łopatyn, Radziechów eine Lössdecke ausbreitet, deren Südgrenze gerade so wie beim Kulikówer Lösszug fast geradlinig ostwestlich mit einer geringen Ablenkung nach Norden verläuft. Ebenso wurde bereits erwähnt, dass diese Lössdecke eine nahezu vollkommen zusammenhängende ist, welche nur selten das Kreidegrundgebirge in Flussrissen oder Hohlwegen oder künstlichen Aufgrabungen zu Tage treten lässt. Nur in der Gegend nördlich und südlich von Sokal gehört der Lösszug mit seiner ganzen Breite, welche ungefähr 18 Kilometer beträgt, der österreichischen Monarchie an, weiter östlich fallen nur kleinere Theile seiner südlichen Hälfte auf österreichisches Gebiet, so bei Stojanów und Mikałajów. Es lässt sich daher nicht beurtheilen, ob die nördliche Grenze der südlichen ungefähr parallel und in derselben Richtung streicht, wie die letztere, nach Analogie mit dem Kulikówer Lösszuge zu schliessen, dürfte dies wohl der Fall sein. Ebenso lässt sich die gesammte Längserstreckung des Sokaler Lösszuges nicht sicher angeben, auf österreichischem Gebiete kennt man ihn auf eine Länge von ungefähr 85 Kilometer.

Während das südlich davon befindliche, von Kreide und Sand eingenommene Gebiet verhältnismässig niedrig ist, steigt mit dem Erscheinen des Löss der Boden ziemlich oder ganz plötzlich zu der für die Gestaltung der Tiefebene immerhin bedeutenden Höhe von 240—270 Meter. Im Grossen und Ganzen macht der Sokaler Lösszug gegen die flache Sandebene den Eindruck einer grossen Terrasse, wenn auch auf demselben ziemlich bedeutende, theils ursprünglich vorhandene, theils durch nachherige Erosion bedingte Höhenunterschiede vorhanden sind. Auf der Höhe der durch üppige Fruchtbarkeit ausgezeichneten Lössterrasse sieht man nicht selten flache, beckenartige, kreisrunde oder elliptische Ausweitungen von geringer bis zu 2—5 Meter reichender Tiefe und bis zu 300 Meter Durchmesser. Wie dieselben entstanden sind, lässt sich schwer angeben. Häufig sind sie mit Sumpfvegetation erfüllt und der Löss nimmt dann in ihrer nächsten Umgebung eine etwas abweichende untypische Beschaffenheit an. Sie sind namentlich bei Stojanów, Torki und Byszów so gut entwickelt, dass die grösseren von ihnen auf der österreichischen Specialkarte im Massstabe von 1 : 75.000 eingezeichnet erscheinen. Es scheint dies ein ähnliches Phänomen zu sein, wie die von Dr. Hilber[1]) bei Lezajsk beobachteten Weiher (jeziore).

Wie schon vorher bemerkt wurde, lassen die wenn auch nicht sehr grossen, so doch genügenden Kreideaufschlüsse deutlich genug erkennen, dass dem Sokaler Lösshöhenzuge unter dem Löss ein Kreidehöhenzug entspricht, und dass der Löss eine verhältnismässig nicht

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst., pag. 246.

sehr mächtige Decke von etwa 10—12 Meter Dicke bilde. Wenn auch die Höhendifferenz von den mit Löss bekleideten Höhen bis zu den ebenfalls im Löss befindlichen Thalsohlen häufig viel grösser ist, so kann doch dieser Unterschied nicht als die Mächtigkeit des Lösses angesprochen werden, da es nach verschiedenen Kreideaufschlüssen, wie zu Adamówka bei Mikołajów, am Sokalberge etc. sehr wahrscheinlich, ja fast gewiss ist, dass alle die Lösshöhen innerlich aus Kreide bestehende Kerne besitzen. Dr. Hilber hat dagegen die Mächtigkeit des Lösses im angrenzenden Gebiete auf circa 68 Meter geschätzt; doch hat schon Dr. Tietze[1]) es wahrscheinlich gemacht, dass diese Angabe vermuthlich eine irrige sein dürfte.

Die Auflagerung des Lösses auf Kreide ist entweder eine unmittelbare, wie in Adamówka bei Mikołajów, oder es schaltet sich die schon früher beschriebene fluviatile sandige Lage mit nordischen und einheimischen Geschieben dazwischen ein. Im Allgemeinen ist die Zusammensetzung des Lösses in seiner ganzen Mächtigkeit eine nahezu ganz gleichartige, nur an einzelnen Stellen konnten in den untersten Partien desselben eingeschaltete Sandlagen oder Linsen beobachtet werden. In diesem feinkörnigen, weissen Sande sind häufig kleine bis hirsekorngrosse gerundete Kreidebrocken im horizontalen Schnürchen eingelagert. Manchmal sind die Sandlinsen sehr reich an Lössschnecken, deren Gehäuse dann häufig zerbrochen sind. Manchmal bemerkt man wiederum Lösslinsen in einer Sandschichte eingeschaltet, wie dies bereits im Vorhergehenden beschrieben wurde. Derartige sandige Einschaltungen sieht man sehr schön in den bis auf das Kreidegebirge aufgerissenen Schluchten von Steniatyn und in den Aufschlüssen am Bugufer nördlich und südlich von Sokal.

Nördlich von Sokal, am rechten Ufer des Bug, gegenüber von Konotopy, beim Vorwerk Waławka geht die Lössterrasse sogar in ihrer Gesammtmächtigkeit in Sand über, büsst damit zugleich 1 bis 2 Meter von ihrer Mächtigkeit ein und bildet sich weiter nördlich wieder zur gewöhnlichen Lössterrasse um. In der Ziegelei von Mikołajów ist der Löss in ziemlicher Mächtigkeit aufgeschlossen und auf feinem weissen Sande aufgelagert. Vielerorts ist die untere Partie des Lösses grünlich oder bläulich gefärbt, was wohl von der Bergfeuchtigkeit herrühren dürfte.

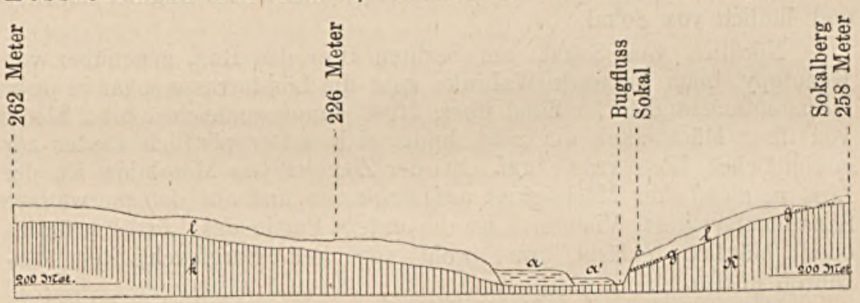
Eigenthümlich sind die Verhältnisse der Terrainconfiguration am Bugflusse. Von Kamionka strumiłowa bis Krystynopol bewegt sich dieser Fluss in einer flachen, vorwiegend sandigen Ebene; von Krystynopol bis nach Ulwowek, wo er seine nordsüdliche Richtung verlässt und die österreichisch-russische Grenze bildend nach WNW umbiegt, fliesst er quer durch den Sokaler Lösszug. Das Ostufer ist das steilere, wie ich dies schon in meinem Reiseberichte [2]) beschrieben habe, hier lehnt sich der Fluss mit seiner Hauptwassermasse an und benagt das Ufer bis zur Blosslegung des Kreidegrundgebirges; am östlichen Ufer ist die Kreide an vielen Stellen aufgeschlossen, während sie am westlichen nirgends zu Tage tritt (Fig. 4). Bewegt man sich aus dem Flussalluvium

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 117.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 252.

nach Westen, so gelangt man zunächst zu einem etwa 3—4 Meter hohen, bald mehr, bald minder deutlichen Steilrand, welcher eine ebene, durchschnittlich 1—3 Kilometer breite Terrasse begrenzt. Diese Terrasse besteht aus einem von Löss petrographisch kaum unterscheidbaren Lehm, welcher ausser den Lössschnecken in überwiegender Anzahl den *Lymnaeus palustris* führt. Nach Ueberschreitung dieser Terrasse kommt man erst zum linksseitigen Löss, welcher hier einen dem jetzigen Verlaufe des Bug entsprechenden, ungefähr nordsüdlich gerichteten und landschaftlich auffallenden Terrassenrand bildet. Die linksseitige Lössterrasse hat anfangs die verhältnismässig geringe Höhe von durchschnittlich 220—230 Meter, ungefähr 4·5 Kilometer vom Terrassenrande zeigt sich bei Rowiszcze der erste Kreideaufschluss und ungefähr 6 Kilometer westlich von ihrem Rande erhebt sich das Terrain längs einer ebenfalls ungefähr nordsüdlichen Linie zu der beträchtlichen Höhe von 260—272 Meter. Von einer eigentlichen Terrasse kann man aber hier nicht sprechen, da die Terrainerhebung eine ziemlich allmälige und ein eigentlicher Terrassenrand nicht vorhanden ist. Es tritt hier eben derselbe Fall ein, wie bei so vielen Lössterrassen, die in der Nähe eines grösseren Thales flach sind und mit der Erhöhung des Grundgebirges ebenfalls ansteigen. Die rechtsseitige, östliche Thalterrasse ist durchschnittlich höher als die linksseitige; in geringer Entfernung vom Ufer steigt das Terrain ziemlich hoch an. (Vergl. die beistehende Fig. 4.)

Fig. 4.

Lössterrasse bei Sokal, östlich u. westlich v. Bugflusse.



k Kreide.
g Geschiebeschichte.
l Löss.
a altalluviale, *a'* alluviale Bugterrasse.

Maassstab der Höhe 1 : 5800
„ „ Länge 1 : 125000

Die Dicke des Lösses, sowie die der beiden Bugterrassen ist der Deutlichkeit wegen etwas übertrieben gezeichnet worden.

Ausser dem Bugthal zeigt noch das Thal der in den Bug mündenden Warežanka und das Thal des Stripflusses, welcher zwischen Szarpańce-Miljatyn und Luczyce die österreichisch-russische Grenze bildet, die beschriebene gesetzmässig ungleiche Gehängebildung.

Eine entsprechende Erscheinung wurde von Lomnitzki[1]), Tietze[2]) und Hilber[3]) bei den Flüssen der podolischen Platte beobachtet. Es beruht diese Erscheinung im Wesentlichen, wie bekannt, darauf, dass die meridional gerichteten Flüsse am östlichen steileren Gehänge ältere als diluviale Schichten, am westlichen flacheren, Löss entwickelt zeigen. Dr. Tietze hat erwiesen (l. c.), dass diese Erscheinung, welche er unter dem Titel „Einseitigkeit der Lössablagerungen„ bespricht, keineswegs auf Galizien beschränkt ist, sondern auch in anderen Gebieten Europas in derselben Weise wiederkehrt. Er gab hiefür auch einen Erklärungsversuch, indem er darin unter Voraussetzung der äolischen Entstehung des Lösses die Folge einer vorwiegend westlichen Windrichtung zur Lösszeit erblicken zu sollen meinte. Die Ostseite der ungefähr meridionalen Hügelzüge musste als Leeseite dem Lössabsatze geschütztere Stellen darbieten, als die dem Anprall des Windes ausgesetzte Westseite, und daher musste bei vorherrschend westlicher Windrichtung die Lössentwicklung vorwiegend auf der Westseite der Thäler eintreten. Tietze bemerkt (l. c. pag. 136) ganz ausdrücklich, dass das Verhältnis der ungleichen Gehängeneigungen durch die Art, wie sich der Löss absetzte, herbeigeführt wurde, nicht aber umgekehrt für die Art des Lössabsatzes bestimmend wurde.

Das Beispiel, welches der Bugfluss darbietet, zeigt zunächst, dass die Bezeichnung Ungleichseitigkeit der Lössablagerungen nicht in allen hierher gehörigen Fällen von asymmetrischer Gehängeentwicklung angewendet werden darf, da wir im Bugthal thatsächlich auf beiden Seiten Löss vorfinden. Aus den vorliegenden geologischen Karten der podolischen Gebiete, sowie den betreffenden geologischen Beschreibungen scheint mir übrigens hervorzugehen, dass es sich auch bezüglich anderer Flussthäler ähnlich verhalte. Die aus Kreide und Tertiär bestehende steilere Ostseite der Thäler zeigt diese Formationen nur in Form eines sehr schmalen Streifens, auf welchen östlich sofort Löss folgt. Da nun derartige Streifen von Grundgebirge überdies bei der Darstellung auf der geologischen Karte fast stets übertrieben werden, so scheint es mir, dass man auch in diesen Fällen von einer eigentlichen Einseitigkeit der Lössablagerungen nicht sprechen kann. Tietze hat, wie mir scheint, den Beweis nicht erbracht, dass zwischen der Ungleichheit der Gehänge und den Lössablagerungen überhaupt ein directer Zusammenhang besteht. Das Beispiel des Bugflusses spricht entschieden dagegen und ebenso die von Hilber (l. c.) gemachten Beobachtungen über gesetzmässig ungleiche Böschungen, in Gegenden, wo kein Löss vorkommt und in solchen Fällen, wo beiderseits Löss oder Lehm auftritt. Diese Beobachtungen haben Hilber zu der Ansicht geführt, dass die in Rede stehende Erscheinung überhaupt nicht von der Ungleichmässigkeit des Lössabsatzes herrühre, sondern eine Folge der asymmetrischen Böschung des Grundgebirges sei.

Aber selbst wenn man zugibt, das die Lössabsätze mehr oder minder thatsächlich einseitig sind, so ist es wenigstens für die podoli-

[1]) Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 592.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 39, Jahrb. 1882, XXXII, pag. 132.
[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 97, Jahrb. 1882, XXXII, pag. 322.

schen Fälle unbestreitbare Thatsache, dass die Asymmetrie der Thalböschungen auch dann besteht, wenn man sich den Löss gänzlich weggehoben denkt. Man wird dann auf der Ostseite der Thäler eine steile, aus Kreide oder Kreide und Tertiär bestehende Böschung vorfinden, während die Westseite flacher und anfangs jedenfalls niedriger sein und je nach Umständen entweder nur aus Tertiär oder nur aus Kreide bestehen wird. Erst in ziemlich bedeutender Entfernung von der jetzigen Thalsohle werden sich diese Höhendifferenzen beiderseits ausgleichen. Selbst wenn man also die äolische Entstehungsweise des Lösses annimmt, und auch auf das Vorherrschen der Westwinde eingeht, wird man doch noch die Asymmetrie der Böschungen des Grundgebirges zu erklären haben, wenn man die betreffende Erscheinung nach allen Seiten hin erörtern will.

Das Beispiel des Bugflusses, der Warežanka und des Stripbaches, sowie die von Hilber beigebrachten Daten sprechen indessen dafür, dass die gesetzmässig ungleiche Gehängebildung mit dem Lössabsatze überhaupt in keinem engeren Zusammenhange steht, und es muss diese als eine Erscheinung für sich erklärt werden. Dr. Hilber [1]) dachte sich dieselbe durch die geringe Neigung der podolischen Platte nach Osten bedingt, hat aber später diesen, für den speciellen Fall Ostgaliziens, wie es scheint, ganz befriedigenden Erklärungsversuch selbst wieder theilweise zurückgezogen [2]). Es scheint, dass wir es in dieser Erscheinung mit einer ziemlich allgemeinen zu thun haben [3]), welche wohl erst dann gänzlich aufgeklärt werden wird, wenn eine grössere Anzahl von diesbezüglichen Beobachtungen vorliegen wird [4]).

Zu unerwarteten Ergebnissen führte die mikroskopische Untersuchung einiger Lössproben, welche jedoch ohne Zuhilfenahme von Säuren geschlämmt wurden. Wie schon bemerkt wurde, sind in dem ganz typischen und zweifellosen Löss von Suchodoły und Suchowola südlich von Brody, namentlich in den unteren Partien desselben ziemlich grosse, bis 5 Millimeter im Durchmesser messende, gerundete Kreidebröckchen in horizontalen Schnüren oder seltener vereinzelt eingelagert. Der Löss von Suchodoły wurde auch mikroskopisch untersucht, und es ergab sich bei Betrachtung des festen nicht schlämmbaren Rückstandes, dass derselbe zunächst zahlreiche gerundete Kreidebröckchen von Mohnkorn- und Hirsekorngrösse enthält, die ja auch mit freiem Auge und der Lupe zu sehen sind. In noch grösserer Anzahl treten wasserhelle, vollkommen gerundete Sandkörner in allen Grössen bis 0·7 Millimeter auf; eckige, scharfkantige Sandkörner waren nur äusserst wenige wahrzunehmen, Glimmerplättchen fehlten vollkommen. In überraschend grosser Anzahl waren Foraminiferen vorhanden, die zum Theil der Kreide, zum Theil dem Tertiär der podolischen Platte entstammen dürften. Die zahlreichen, auffallend

[1]) Dieses Jahrb. 1882, XXXII, pag. 328.

[2]) Verhandl. der geol. Reichsanst. 1882, pag. 246.

[3]) Vergl. Hilber's Angaben in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 290.

[4]) Der eben nach Abschluss dieser Arbeit eingelaufene Band 1882 des Jahrbuches der k. preuss. geolog. Landesanstalt enthält eine interessante Schrift von F. Klockmann über die gesetzmässige Lage des Steilufers einiger Flüsse im norddeutschen Flachland, pag. 173. Die Lage des Steilufers am Bugflusse entspricht den daselbst entwickelten Anschauungen.

grossen gerundeten Sandkörner sind mit freiem Auge fast gar nicht sichtbar, weil sie fast stets mit einem dünnen kalkigen oder thonigen Häutchen umzogen zu sein scheinen. Eine andere untersuchte Lössprobe stammte aus dem Kulikower Lösszuge, südlich von der Ortschaft Rzepniów nowy, und ergab eine ähnliche Zusammensetzung. Die gerundeten Kreidebröckchen und die ebenfalls gerundeten Sandkörner besassen aber einen durchschnittlich viel geringeren Durchmesser, welcher nur äusserst selten 0·7 Millimeter erreichte. Foraminiferen waren ebenfalls vorhanden, wenn auch etwas seltener; Glimmerplättchen fehlten. Ausserdem fanden sich einzelne sehr kleine Körnchen von Eisenoxydhydrat. Die dritte untersuchte Lössprobe stammte von Stojanów und zeigte fast genau dieselbe Zusammensetzung wie die von Rzepniów, nur waren hier die Foraminiferen noch seltener, die Grösse der festen Bestandtheile, wie es scheint, noch kleiner.

Wenn man dies mit den Ergebnissen vergleicht, zu welchen die mikroskopische Untersuchung von Lössproben aus anderen Gebieten geführt hat, so fällt zunächst ein wichtiger Unterschied in die Augen. Während man sonst im Löss nur scharfkantige oder nur unvollkommen abgerundete Sandkörnchen von nahezu gleichmässiger, sehr geringer Grösse zu sehen gewohnt ist, überwiegen hier in allen drei untersuchten Lössproben die vollkommen gerundeten, häufig 0·2—0·5, ja 0·7, selbst 1 Millimeter grossen Sandkörner und kleine scharfkantige Sandkörner sind überhaupt selten. Nach Benecke und Cohen[1]) sind im Löss der Umgebung von Heidelberg Dimensionen über 0·08 Millimeter sehr selten, und kann der Durchmesser von 0·04 Millimeter als durchschnittliche und am häufigsten vorkommende Grösse bezeichnet werden. Ebenso gibt Jentsch[2]) an, dass im sächsischen Löss die bei weitem grösste Zahl der Körner zwischen 0·02 und 0·04 Millimeter Durchmesser schwanke; verhältnismässig wenige seien kleiner, einzelne versteigen sich bis zu 0·1, in einem Falle auch 0·2 Millimeter. Die Korngrösse von 0·2 Millimeter, die in den von mir untersuchten Proben häufig auftritt und eine verhältnismässig noch geringe ist, erscheint im Heidelberger und sächsischen Löss bereits als Extrem. Zu ähnlichen Resultaten wie Benecke, Cohen und Jentsch gelangte auch E. v. Dücker[3]) durch Untersuchung von westphälischem Löss, in welchem er nur kleine scharfkantige Sandsplitter auffand, und neuestens Schumacher[4]). Es ist kaum zu bezweifeln, dass auch der podolische Löss durch die Behandlung der Lössproben mit Säuren eine viel grössere Menge von kleinen Mineralsplittern erweisen würde. Das Vorhandensein zahlreicher grösserer und gerundeter Sandkörner ist es, welches an sich von Bedeutung ist, mag nun daneben eine grössere oder kleinere Menge von scharfkantigen mikroskopischen Splittern beigemischt sein. Auffallend ist ferner der grosse Reichthum an Kreidekörnchen und an

[1]) Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg, Strassburg 1881, pag. 555.

[2]) Zeitschrift für die gesammte Naturwissenschaft. Berlin 1872, VI, pag. 51 und 52.

[3]) Löss in Westphalen, Verhandl. d. naturh. Ver. f. Rheinland und Westphalen, 40. Jahrg. 1883, pag. 310.

[4]) Erläuterungen zur geologischen Karte von Strassburg 1883, pag. 22, 23.

Foraminiferen, welch letztere übrigens auch anderwärts nachgewiesen wurden, von Ehrenberg und von Dechen im Löss des Siebengebirges, von Bennigsen-Förder am Niederrhein, in Belgien und bei Basel. Die gerundeten Kreidekörnchen, die beim Löss von Rzepniów und Stojanów ungefähr dieselbe Grösse haben, wie die entsprechenden Sandkörner, sowie die verhältnismässig geringen Beimengungen von Eisenoxydhydrat bedingen wohl die sehr helle Färbung des nordostgalizischen Lösses, eine Färbung, die merklich heller ist als z. B. die des karpathischen und vorkarpathischen Lösses. Die grössten festen Bestandtheile zeigte unter den drei untersuchten Lössproben die vom Plateaurande bei Suchodoły, kleinere die von Rzepniów im Kulikówer, und noch kleinere die von Stojanów im Sokaler Lösszug. Ob diese Abnahme in der Grösse der festen Bestandtheile nach Norden, die sich aus den vorgebrachten Thatsachen zu ergeben scheint, eine wirklich gesetzmässige ist, kann natürlich nach so vereinzelten Proben durchaus nicht entschieden werden. Leider liegt mir kein grösseres Material zur Erweiterung dieser Untersuchungen, die gewiss ein sehr interessantes und beachtenswerthes Resultat ergeben würden, vor, und so muss ich mich auf die Angabe der wenigen Beobachtungen beschränken, die ich anzustellen vermochte. Jedenfalls scheint mir wenigstens so viel daraus hervorzugehen, dass in der Zusammensetzung des nordostgalizischen Lösses mindestens in einzelnen Oertlichkeiten die Kreide eine sehr grosse Rolle spielt und grosse, vollkommen gerundete Sandkörner darin viel stärker vertreten sind, als im Löss anderer Gegenden.

Es erübrigt mir nur noch, mit einigen Worten auf die Frage der Entstehungsweise des Lösses einzugehen. In Ostgalizien bestechen namentlich die Verbreitung des Lösses über weite Strecken hin, sein Ausgespanntsein über die Hochflächen des podolischen Plateaus und seine scheinbare Unabhängigkeit von gegenwärtig vorhandenen Flussläufen auf den ersten Blick so sehr zu Gunsten der äolischen Theorie v. Richthofen's, dass man sich derselben nicht verschliessen kann und eine nicht geringe Befriedigung darüber empfindet, so eigenthümliche Verhältnisse auf einfache und ansprechende Weise erklärt zu sehen. In der That haben sich auch die meisten Geologen, die in Ostgalizien gearbeitet haben, der äolischen Theorie angeschlossen, und es hat besonders Dr. Tietze[1]) derselben mit ebensoviel Wärme als Geschick und Glück weitere Geltung zu verschaffen gesucht. Ebenso hat sich Hilber[2]) ausdrücklich der äolischen Theorie angeschlossen. Auch ich stand während der Durchführung meiner geologischen Aufnahmen in Ostgalizien und bei der Vorlage der betreffenden Kartenblätter gänzlich auf dem Boden der v. Richthofen'schen Ausführungen. Seit ich aber in Mittel- und Westgalizien Verhältnisse kennen zu lernen Gelegenheit hatte, welche für den karpathischen und subkarpathischen Löss eine andere als die rein fluviatile Entstehungsweise auszuschliessen scheinen[3]), bin ich auch bezüglich des podolischen Lösses nicht mehr so sicher als vordem, und dies umsomehr, als auch in Ostgalizien

---

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 127—131, Verhandlungen, pag. 187.
[2]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 318.
[3]) Dieses Jahrbuch 1883, XXXIII, pag. 558—560.

mancherlei Beobachtungen sehr zu Ungunsten der äolischen Theorie sprechen. So lässt sich der Uebergang der Lössterrasse nördlich von Sokal in ziemlich grobkörnigen Sand, das Vorhandensein zahlreicher Sandnester mit fluviatiler Schichtung in den unteren Lösslagen, das Vorkommen von Lösslinsen in Sand, kurz die innige Verknüpfung der offenbar fluviatilen schotterig-sandigen (nordische Geschiebe führenden) Unterlage der Lössterrasse mit Löss selbst, endlich die horizontalen Schnüre von gerundeten Kreidebrocken im Plateaurandlöss und besonders der Reichthum des Lösses an gerundeten, verhältnismässig grossen Kreide- und Sandkörnchen und Foraminiferen mit der äolischen Theorie schwer vereinbaren. Die grösste und wie mir scheint einzige Schwierigkeit, welche sich der Annahme des fluviatilen Lössabsatzes entgegenstellt, ist, wie Tietze sehr richtig bemerkt (l. c. pag. 120, 121), die Verbreitung des Löss über weite Strecken hin und sein deckenförmiges Auftreten in verhältnismässig bedeutender Höhe. Wenn Tietze schreibt: „fast das ganze ausserkarpathische Galizien ist von dieser Formation (Löss) bedeckt, unter welcher relativ ältere Bildungen immer nur stellenweise hervortreten", so hat er damit nur Recht, wenn er das podolische Galizien im Auge hat, was augenscheinlich der Fall ist, wie sich aus dem Zusatz ergibt. Nur auf dem podolischen Plateau, bei Lemberg auch am Uebergange aus dem Plateau in die Tiefebene und am Rande der Karpathen spielt der Löss thatsächlich eine bedeutende Rolle, in der nordostgalizischen Tiefebene hingegen wiegt der fluviatile Diluvial-Sand weitaus vor, bedeckt mehrere Quadratmeilen Landes, und der Löss tritt nur sporadisch auf, wie dies die Aufnahmen von Tietze, Hilber und mir deutlich erwiesen haben. Dies scheint mir hier von grosser Wichtigkeit zu sein.

Den Absatz dieser riesigen Sanddecken auf fluviatilem Wege zu erklären, dürfte nicht weniger schwierig sein als die fluviatile Entstehungsweise der Lössdecken, und doch zweifelt Niemand an der fluviatilen Natur dieses Sandes. Der Sand der nordostgalizischen Tiefebene kann nicht wohl als Rückzugsgebilde des nordischen Gletschers betrachtet werden, wie der Thalsand des norddeutschen Flachlandes, denn er liegt südlich vom Gletschergebiete und steht mit dem Diluvialsande des Plateaus in innigem Zusammenhange. Wenn es also auch ganz richtig ist, dass wir uns von dem Absatze der ostgalizischen Lössdecken aus Wasser keine entsprechende Vorstellung machen können, so liegt doch darin noch kein absoluter Beweis gegen eine solche Möglichkeit. Um den Umfang dieses Berichtes nicht allzusehr auszudehnen, will ich hier auf die Entstehung des Lösses, über welche uns die neueste Zeit wieder einige Arbeiten gebracht hat, nicht weiter eingehen, und hoffe, dass ich bald Gelegenheit haben werde, auf diesen Gegenstand ausführlicher zurückzukommen.

Fluviatiler Diluvialsand und Lehm.

Diese Bildungen erfüllen hauptsächlich die tiefst gelegenen Partien der galizischen Tiefebene und sind sehr innig mit einander verbunden. Die grösste und wichtigste Sandfläche liegt zwischen dem

Mikołajów-Sokaler Lösszug im Norden und dem Plateaurand bei Brody und dem Kulikówer Lösszug im Süden. Sie erstreckt sich von der österreichisch-russischen Grenze im Osten mit ostwestlichem Streichen bis an den Bugfluss und zieht von da, nach den Aufnahmen von Dr. Hilber, bis an den Lemberg-Tomaszower Tertiärrücken in einer Breite von mindestens 35 Kilometern. Nur in ihrem nördlichen Theile wird sie, wie schon erwähnt, durch die zahlreichen, einen zusammenhängenden Zug bildenden Kreidehöhen von Sczurowice-Radziechów-Korczyn unterbrochen, und auch nahe dem Südrande treten mehrere Kreidehöhen bei Toporów und Kamionka strumiłowa hervor. Dagegen findet sich in der ganzen Gegend zwischen Brody und Łopatyn und zwischen Kamionka und Toporów keine Spur vom Kreidegrundgebirge, der Diluvialsand gewinnt hier seine mächtigste und ungestörteste Entwicklung, man erhält hier ein typisches Bild der Diluvialsand-Landschaft mit ihren meilenweiten Kieferwäldern, ihren Dünen, ihren Sümpfen und Morästen, den einsamen kleinen Siedelungen und Weilern, der eigenthümlichen Flora und Fauna und den eigenartigen landschaftlichen Reizen.

Der Diluvialsand nimmt in der Regel die Höhen von 218—230 Meter ein und erreicht nur da ein höheres Niveau, wo er sich am Kreidegrundgebirge hinanzieht. Seine Mächtigkeit beträgt mindestens 15 Meter, ist aber wahrscheinlich viel grösser. Eine genaue Bestimmung derselben konnte nicht vorgenommen werden. Da wo der Sand offenbar am mächtigsten ist, ist das Kreidegrundgebirge verdeckt, die Mächtigkeit wäre also nur durch Grabungen oder Bohrungen zu ermitteln. Ganz genaue Werthe würde man überhaupt nur schwer oder gar nicht erzielen können, da die oberflächlichste Lage des Sandes nicht mehr in der ursprünglichen Gestalt vorliegt, sondern in Dünen umgewandelt erscheint. Wo nur immer der Diluvialsand auftritt, ist er oberflächlich stets mehr oder minder in Dünenform umgelagert. Je mächtiger und reiner der Sand ist, desto grösser, ausgedehnter und zusammenhängender sind die Dünenzüge. In dem Gebiete zwischen Łopatyn und Brody besitzen sie zuweilen die Länge von 4, selbst 6 oder 8 Kilometern und bestehen aus lauter einzelnen runden oder elliptischen Hügeln von 5–30 Meter Höhe, meist sind sie aber kürzer. Eine Gesetzmässigkeit in ihrer Anordnung ist nicht erkennbar. Da wo der Sand eine geringere Mächtigkeit besitzt, mit fluviatilen Lehmen in Verbindung steht und in Folge dessen eine grössere Consistenz besitzt, ist die Dünenbildung viel beschränkter und unbedeutender. Die Dünen sind dann niedriger, breiter, kürzer und nicht sehr scharf isolirt. Diese weniger typische Dünenform beobachtet man bei Toporów, Chołojów und Kamionka strumiłowa, wo der Diluviallehm an vielen Orten in tieferen Aufschlüssen sichtbar wird.

Die durch Baumvegetation gefestigten Dünen sind gegenwärtig stabilisirt und verändern ihre Gestalt nicht. Wenn sie entholzt werden, gestatten sie den Anbau von Culturpflanzen auf die Dauer nur dann, wenn sie sehr wenig mächtig sind und in der geringen Tiefe von 3–5 Metern bereits die Lehmunterlage auftritt und dadurch zur Festigung und Fruchtbarkeit ihrer Sandbedeckung beiträgt. Wo aber mächtige Dünen vorliegen und die Unterlage ausschliesslich sandig ist, da

entstehen durch Entholzung wüste Sandfelder, welche keine Cultur annehmen und fortwährend in mehr oder minder grosser Umlagerung und Bewegung begriffen sind.

Nach Absatz der Diluvialsande folgte offenbar eine Zeit, in welcher die Bildung der gegenwärtig vorliegenden Dünen stattfand; durch Baumvegetation wurden dieselben später stabilisirt. Da sich gegenwärtig eine entholzte Düne nicht von selbst wieder bewaldet, ja selbst eine künstliche Aufforstung nur sehr schwer durchzuführen ist, so mussten zu Beginn der Waldvegetation doch andere Verhältnisse geherrscht haben wie heute.

Auf einer aufgebrochenen Düne bei Derewlany wurden 10 rohe Topfscherben, 2 Feuersteinpfeilspitzen und zahlreiche Feuersteinsplitter aufgefunden. Vom Meierhofe in Derewlany, der am östlichen Ende des Dorfes gelegen ist, führt ein Feldweg in nordöstlicher Richtung zum Bugflusse. In der Nähe des Ufers wurde dadurch die dort befindliche flache Düne aufgerissen und an einer dunkelgefärbten Stelle derselben fanden sich die erwähnten vorgeschichtlichen Reste. Die dunkle Färbung des Sandes dürfte wohl von Kohle herstammen, von der noch Spuren vorhanden waren. Jedenfalls dürften daher diese vorgeschichtlichen Reste nicht durch die gegenwärtige Umlagerung in den Dünensand eingeschlossen worden sein, sondern es dürfte dies schon viel früher geschehen sein, ob aber schon bei der allerersten Anlage der Düne, lässt sich freilich nicht ermitteln. Andere vorgeschichtliche Reste wurden bei Busk in der Ackerkrume mit einem grauen Gneiss zusammenliegend vorgefunden, wie ich nebenbei bemerken will.

Schichtung sieht man im Sande nur selten. Die oberflächlichen umgelagerten Partien dürfen natürlich nicht berücksichtigt werden und die tieferen Partien sieht man nur selten in den tieferen Flusseinschnitten, namentlich am Bug aufgeschlossen. Dort verbindet sich nämlich mit dem Sande sehr häufig der fluviatile Lehm, der Boden hat eine grössere Festigkeit und der Fluss kann sich daher tiefer eingraben und hat beständigere Ufer. In dem ausschliesslich aus Sand zusammengesetzten Gebiete hingegen, durch welches der Styrfluss seine trägen schwarzen Gewässer mühsam dahinwälzt, haben die niedrigen Ufer flache Böschungen und geben keine brauchbaren Aufschlüsse. Fossilien enthält der Sand keine. Hie und da schliesst er mehr minder grosse Quarzsandsteinblöcke ein, von welchen bereits im Vorhergehenden die Rede war.

Wie schon erwähnt, findet man den Diluvialsand selten in einer grösseren Höhe als 230 Meter. Nur da wo er in kleineren Partien auf den höheren Kreideflächen aufgelagert ist, steigt er auch bis zu 240, selbst 250 Meter hinauf. Er ist dann in der Regel, wie wir sehen werden, mit fluviatilem Lehm verbunden. Eine Ausnahme macht nur die Gegend südlich von Toporów. Dort befindet sich ein bereits beschriebener hoher, langgestreckter Kreidezug, welcher nördlich meist durch fluviatile Lehme, südlich ausschliesslich von Sand begrenzt wird. Merkwürdigerweise reicht der Sand bis auf die 260—270 Meter betragende Höhe dieses Zuges und bedeckt dort die Kreide in beträchtlicher Mächtigkeit, während am nördlichen Abhange die Kreide blossliegt. In dem von mir untersuchten Theile des nordostgalizischen Tieflandes nimmt der Diluvialsand nirgends eine so bedeutende Höhe ein wie hier.

Nördlich vom Mikołajów-Sokaler Lösszug scheint der Diluvialsand abermals grössere Ausdehnung zu gewinnen; wenigstens kommt er in diesem nördlichsten Theile des Aufnahmsgebietes, wo das österreichische Territorium ziemlich tief in das russische eingreift, zu abermaliger Entwicklung.

Der fluviatile Diluviallehm wurde an vielen Orten in inniger Verbindung mit dem Sande angetroffen. Es ist dies ein gelbbrauner, bald gut, bald undeutlich, bald gar nicht geschichteter Lehm, der nicht selten ausserordentlich lössähnlich ist. Manchmal besitzt er eine mehr bläuliche oder grünliche Färbung und unterscheidet sich vom Löss durch die Neigung zur Schichtung, ungleichmässigere Zusammensetzung, Mangel oder undeutlichere Entwicklung der Röhrchenstructur und bedeutenderen Sandgehalt. Lösskindel fehlen nie, häufig sieht man darin kleine, gerundete Kreidebröckchen. Allenthalben, wo man diesen Lehm antrifft, enthält er Land- und Süsswasser-Conchylien in zahlreichen Exemplaren, aber wenigen Arten. Die Fauna zeigt nur sehr wenig örtliche Verschiedenheiten, fast überall treten dieselben Species auf, nur an wenigen Orten fehlt die eine oder die andere Art. Es verlohnt daher nicht, die Fauna jeder einzelnen Localität zu verzeichnen, es wird wohl die einmalige Aufzählung sämmtlicher Arten genügen:

Lymnaeus palustris Müll. var. septentrionalis Clss. sehr häufig.
Succinea oblonga Pf. sehr häufig.
„ *Pfeifferi Rossm.* häufig.
Pupa muscorum häufig.
Helix hispida häufig.
Valvata piscinalis selten.
Hydrobia tentaculata häufig.
Planorbis marginatus Drap. häufig.
„ *rotundatus Poir.* häufig.
Sphaerium corneum L. in kleineren Exemplaren häufig.
Pisidium amnicum Müll. sehr häufig.

Nur an einer Localität, in der Ziegelei südlich von Radziechów, am Rande des dortigen „błoto's" fand ich grosse Perlmutterschalen, die leider schlecht erhalten waren und bei der leisesten Berührung zerbrachen. Sie gehören wohl zweifellos zu *Anodonta* oder *Unio*.

Am häufigsten von den genannten Arten fand ich den *Lymnaeus palustris* (*syn. fragilis*), das kleine *Pisidium*, die *Succinea oblonga* und die Planorben. Die Pisidien erscheinen meistens als Doppelexemplare mit beiden noch verbundenen Klappen, die *Hydrobia* oft mit Deckel. Wo ausgedehnte Ziegelgruben vorhanden sind, wie nördlich von Łopatyn, in der Colonie Hanunin bei Radziechów, in Kamiouka strumiłowa, da gelingt es leicht, alle Arten aufzufinden. Eine weitaus reichere Fauna von 35 Gasteropoden- und Bivalvenarten hat v. Dunikowski aus angeblich diluvialen Sanden von Gross-Mosty an der Rata, einem Nebenflusse des Bug, bekannt gemacht (Kosmos, Lemberg 1880). Da weder Dr. Hilber noch ich im Diluvialsand jemals nennenswerthe Conchylienreste gefunden haben und die betreffende Fauna mit der in dieser Gegend jetzt lebenden ausserordentlich viel Aehnlichkeit hat, ist es sehr wahrscheinlich, dass hier eine

Verwechslung von alluvialen mit diluvialen Sanden stattgefunden hat. In der That zeigen sich die alluvialen Sande der Flussufer häufig sehr reich an weissen Conchylienschalen (vergl. Hilber in d. Verhandl. 1881, pag. 245).

Der fluviatile Lehm tritt vornehmlich im Sandgebiete auf, und zwar hält er sich da stets in der Nähe des Kreidegrundgebirges; in grösserer Entfernung von demselben, wo der Sand vorherrscht, verschwindet er. Da der Lehm in den verschiedenen Gebirgstheilen gewissen geringen Modificationen unterliegt, wollen wir sein Auftreten in localer Ordnung verfolgen. In der Gegend des Kreidehöhenzuges von Szczurowice-Radziechów liegt zu oberst in der Regel eine Lage feinen Sandes, deren Dicke zwischen $^1/_2$ und 2 Meter schwankt. Dann folgt ein sandiger, mehr minder dunkelbrauner Letten in der Mächtigkeit von $^1/_2$—2 Meter und darunter der lichtgelbe oder grünliche Lehm, der stets durch zahlreiche Eisenoxydhydratbeschläge, Lösskindel und die genannten Conchylien charakterisirt wird und zuweilen eine Andeutung von Schichtung erkennen lässt. Fast nirgends bildet der Lehm direct die Oberfläche, stets ist eine, wenn auch wenig mächtige Sanddecke vorhanden; nur bei Smarzów wird örtlich die Sanddecke vermisst. Da die oberste Sandlage gewöhnlich nur wenig mächtig ist, könnte man die Vermuthung hegen, dass dieselbe als secundäre Flugsanddecke anzusprechen sei. Dagegen spricht aber die Regelmässigkeit des Auftretens und der Mangel einer ähnlichen Sandbedeckung auf den ausgedehnten Kreideflächen. An einzelnen Stellen nimmt die Mächtigkeit des Sandes zu, es lässt sich bei der geringen Anzahl und der Seichtigkeit der künstlichen Aufschlüsse nicht mehr feststellen, ob der Boden bis zur Kreideunterlage aus Sand besteht, oder ob sich zu unterst noch Lehm vorfindet.

In der beschriebenen Weise wurde der Lehm mit seiner Sandbedeckung an vielen Orten beobachtet; fast bei jeder im Verbreitungsgebiete dieses Lehmes gelegenen Ortschaft finden sich kleine Lehmgruben, welche das beschriebene Verhalten erkennen lassen. Hie und da bemerkt man im Lehm kleine Nester und Linsen von Sand, welche dann, wie besonders in der Ziegelei der Colonie Hanunin deutlich zu sehen ist, häufig von Schnüren und Anhäufungen gerundeter Kreidebrocken, selbst Kreidefossilien begleitet werden. Die oberste Sandschichte ist durch den Bodenhumus meist etwas dunkel gefärbt.

Wie aus der beigegebenen Karte hervorgeht, begleitet der beschriebene conchylienführende Lehm den nördlichen Kreidehöhenzug aus der Gegend von Szczurowice im Osten bis gegen Korczyn im Westen. Dass sein Auftreten thatsächlich an das Kreidegrundgebirge geknüpft ist, erhellt unter Anderem auch sehr deutlich aus der Thatsache, dass der Lehm gerade da, wo der nördliche und südliche Kreidezug einander am meisten genähert sind, nämlich zwischen Ohladów und Toporów, gewissermassen eine Brücke von dem ersteren zum zweiten bildet und dadurch das Hauptsandgebiet in zwei Theile abtheilt.

Nördlich vom Kreidezuge Szczurowice-Radziechów folgt der Sokaler Lösszug und an manchen Orten tritt der Löss des letzteren mit dem beschriebenen fluviatilen Lehm in directe Berührung. Die Grenze zwischen diesen beiden Gebilden ist nicht scharf bestimmbar; bei Smar-

zów z. B. ist der Lehm petrographisch schon äusserst lössähnlich, enthält aber noch Planorben und Pisidien. Je weiter man sich nördlich nach Strzemilcze oder Mikołajów begibt, desto lössartiger wird der Lehm, und bei Mikołajów steht man nicht mehr an, von echtem Löss zu sprechen.

Die Lössgrenze, die auf der beigegebenen Karte bei Mikołajów eingezeichnet erscheint, ist daher als eine mehr oder minder willkürliche zu bezeichnen. Dieselbe Unsicherheit in der Grenzlinie zwischen Löss und fluviatilem Lehm ergibt sich weiter westlich zwischen Wolica komarowa und Komarów, dagegen ist die Lössgrenze zwischen Stojanów und Rozdiałow sehr scharf, da hier der Löss nur an Senonkreide angelehnt ist. Der Uebergang von Löss in fluviatilen Lehm ist in petrographischer Beziehung ein so vollkommener, dass man zuweilen ein und dieselbe Stelle, wenn sie nicht durch fluviatile Conchylien unzweideutig charakterisirt ist, bei verschiedenen Besichtigungen verschieden anzusprechen geneigt ist.

Diejenigen Flächen, wo unter einer dünnen Sanddecke fluviatiler Lehm liegt (auf der beigegebenen Karte „fluviatiler Lehm mit Sandbedeckung"), zeichnen sich den Sandterritorien gegenüber durch erhöhte Fruchtbarkeit aus. Die Ackerkrume stellt sich hier als lehmiger Sand oder sandiger Lehm dar und begünstigt das Pflanzenwachsthum, wenn auch nicht in so hohem Masse, als der reine Löss. Da, wo Waldbestand vorhanden ist, gedeiht auf diesem Boden neben der Kiefer auch die lehmigen Boden bevorzugende Eiche, und der Grad der Vertretung der beiden Baumarten lässt einen ziemlich sicheren Schluss auf die Bodenbeschaffenheit und Zusammensetzung zu.

Aehnliche Verhältnisse bietet der fluviatile Lehm in seinem zweiten Hauptverbreitungsgebiete zwischen Dobrotwór, Kamionka strumiłowa und Busk dar. Hier sind es namentlich die schönen Aufschlüsse am Bugflusse, welche in die Zusammensetzung des Diluviums Einblick gewähren und vielerorts bis auf die Senonkreide hinabgehen. Südlich vom Städtchen Kamionka strumiłowa, in der Richtung gegen die Colonie Sapieżanka und Dirnów, bildet fluviatiler Lehm die Oberfläche. Es ist dies ein wohlgeschichteter, hellgelblich-brauner Lehm, dessen einzelne Bänkchen ungefähr 1 Centimeter dick sind. Die Schichtflächen sind häufig mit Eisenoxydhydratbeschlägen versehen; Lösskindel sind selten. Dieser Lehm sieht ferner sehr homogen aus, besitzt keine Röhrchenstructur und ist aus äusserst feinen Elementen zusammengesetzt. Nach Abschlämmen der thonigen Bestandtheile bleibt wenig feiner Sand zurück, merkwürdigerweise von geringerer Korngrösse, als in den vorher besprochenen Lössproben, und ausserdem ziemlich zahlreiche Foraminiferen. Er enthält überall zahlreiche Conchylien, namentlich Pisidien. Südlich von Kamionka strumiłowa befindet sich eine am Kamionkabache gelegene Ziegelei, wo man diesen Lehm, der sich von den bisher besprochenen Vorkommnissen namentlich durch seine deutliche und regelmässige Schichtung auszeichnet, gut aufgeschlossen sieht.

In der Gegend nördlich von Kamionka strumiłowa bis Dobrotwór ist dieser Lehm vielfach mit Sand durch Wechsellagerung so innig verbunden, dass die Ausscheidung daselbst eine sehr schwierige ist.

So sieht man z. B. gegenüber der Ortschaft Sielec am westlichen Bugufer zu oberst $^1/_2$ Meter graugelben, lehmigen Sand, dann $^1/_2$ Meter braunen, grobsandigen Lehm und $^1/_2$ Meter gewöhnlichen Lehm mit Conchylien, der nach unten einzelne Schnüre von Sand aufnimmt und endlich in Sand übergeht. Es folgen nach unten 3—4 Meter Sand mit taschenförmiger Schichtung und dann im Niveau des Bugflusses bläulicher, sandiger Lehm mit Conchylien. Nördlich von der Ortschaft Ruda sieht man da, wo die Strasse den Wald passirt, zu oberst $^1/_2$ Meter festen, weissen Sand, dann $^1/_2$ Meter braunen, sandigen Lehm, dann bläulichen und gelblichen Lehm ohne Schnecken, mit einzelnen Sandschnüren und darunter weissen, lockeren Sand.

Am linken Bugufer, östlich von Derewlany, erscheint zu oberst ein ausserordentlich lössähnlicher Lehm, welcher eine 1 Decimeter dicke Sandbank mit *Succinea oblonga*, *S. Pfeifferi* und *Planorbis* enthält. Darunter liegt eine ungefähr 2 Meter mächtige Schotterlage, in der zahlreiche gerundete Kreidebrocken und Trümmer von Tertiärgesteinen enthalten sind. Innerhalb des Schotters tritt eine Sandbank und eine wieder sehr lössähnliche Lehmbank von 1 Decimeter Dicke auf. Unter dem Schotter liegt geschichteter Lehm mit Pisidien, *Helix* etc. An vielen Orten ist dagegen ein so vielfaches Ineinandergreifen von Sand und Lehm nicht wahrzunehmen, sondern es bildet wie bei Łopatyn, Radziechów etc. der Lehm hauptsächlich die liegende, der Sand die hangende Partie.

Im Allgemeinen erscheint das Diluvium westlich vom linken Ufer des Bug vorwiegend lehmig-sandig zusammengesetzt, während vom rechten Ufer nach Osten die sandige Ausbildung vorherrscht. Es offenbart sich dies auch daraus, dass der oberflächliche Sand zwischen Dobrotwór und Kamionka nur sehr wenig Neigung zur Dünenbildung zeigt, etwas mehr dagegen östlich vom Bug und noch mehr in dem Sandgebiete zwischen Łopatyn, Leszniów und Brody. In der Umgebung von Busk ist fast ausschliesslich schön geschichteter Lehm entwickelt, der zahlreiche Schnecken führt und nur selten mit Sandbänken verbunden ist. Hilber[1]) hat denselben unter der Bezeichnung terrassirte Flussanschwemmungen ausgeschieden und beschrieben. Von Busk ziehen die lehmigen Diluvialablagerungen gegen Bołożynów, Bajmaki, Toporów, Czechy und Hołoskowice bei Brody (S).

Nähert man sich im Gebiete des fluviatilen Lehmes einer grösseren Kreideinsel, so macht man in der Regel die Wahrnehmung, dass der Lehm seine typische Beschaffenheit und Schichtung verliert, zahlreiche, ziemlich grosse Kreidebrocken enthält und endlich in ein Gebilde übergeht, welches fast nur mehr aus ungelagerter Kreide, grobem Sand, Foraminiferen und nur wenig schlemmbarem, lehmigem Material besteht. Die Aehnlichkeit dieses Gebildes mit der weissen Kreide ist eine so grosse, dass man beide auf den ersten Blick leicht verwechseln kann. Das Vorhandensein echter „Lösskindel", sowie von Sand ermöglicht aber die Unterscheidung. Man sieht derartige, in fluviatilen Lehm übergehende Umlagerungsgebilde sehr deutlich bei Czechy und Zablotce, Brody

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 249, 250.

SW, bei Stolpin und Julianka, Toporów S, und an mehreren anderen Punkten. Da die Kreide und dieses Umlagerungsproduct eine gleichartige, schwarze Ackerkrume bilden, ist es da, wo die Kreide nicht orographisch auffallende Formen besitzt, und sonst ungenügende Aufschlüsse vorhanden sind, nicht leicht, beide richtig auszuscheiden, wie z. B. bei Czechy und Zablotce. Bewegt man sich von Czechy nach Norden auf der durch das erwähnte Umlagerungsgebilde bestehenden, häufig sumpfigen Fläche, so bemerkt man, dass sich daraus mit zunehmender Entfernung von der Kreide allmälig der gewöhnliche fluviatile Lehm entwickelt, und geht man von Czechy nach Süden gegen den Plateaurand, so wird dieses Gebilde allmälig lössähnlich und bei Suchodoły und Kadłubiska muss es als echter Löss angesprochen werden.

Dasselbe Gebilde findet man auch in den Lössgebieten, so bei Sterkovce und Mikołajów, Steniatyn und in der Umgebung von Sokal. Die untere Lösspartie ist da häufig durch petrographische Uebergänge so innig mit der darunter liegenden Kreide verbunden, dass man zwischen Kreide und Löss, namentlich da, wo keine Sandlage dazwischen liegt, eine nur willkürliche Grenze ziehen kann. Bei Sokal und Steniatyn liegen zuweilen nordische, erratische Blöcke in diesem Umlagerungsproduct. Es scheint danach, dass sowohl der Löss, wie der fluviatile Lehm ihre Entstehung wesentlich einer mehr oder minder weit vorgeschrittenen Umlagerung der weissen Kreide verdanken.

Dr. Hilber[1]) hat im angrenzenden Gebiete bei Bełz augenscheinlich dasselbe Gebilde beobachtet, welches dort unter dem Namen der Bełzer Erde bekannt ist, hat es aber als ein einfaches an Ort und Stelle gebildetes Zersetzungsproduct der weissen Kreide, als Eluvialgebilde betrachtet. Da dasselbe viel Sand, gerundete Kreidebrocken, freie Foraminiferen enthält und allmälige Uebergänge zu Löss und Lehm zeigt, kann es wohl nicht als einfaches Eluvialproduct angesehen werden, sondern es hat offenbar Umlagerungen erfahren, so dass wir es gegenwärtig am Fusse der Kreidehügel, diese mehr oder minder bandförmig umgebend, vorfinden. Es ist natürlich, dass in der Nähe des Kreidegrundgebirges in der Zusammensetzung des betreffenden Gebildes die Kreide wesentlich vorwiegt, mit der Entfernung davon aber der Charakter der Bildung allmälig verändert wird.

Da sich die evident fluviatilen oder lacustren Lehme der Hauptmasse nach vom Löss ganz gut unterscheiden lassen, möchte es scheinen, als könnte man daraus ein Argument gegen die Möglichkeit einer fluviatilen Entstehung des Lösses herleiten. Wenn sich auf fluviatilem Wege ein zuweilen wohlgeschichteter Lehm mit Süsswasser- und Landconchylien gebildet hat, dann ist es nicht sehr wahrscheinlich, dass auf dieselbe Weise, in demselben Gebiete ein schichtungsloser Löss mit Landconchylien entstanden sein sollte. In Wirklichkeit ist dies aber doch nicht ganz richtig. Der fluviatile oder lacustre Lehm muss sich in süssem, zum Theile aber stehendem Wasser gebildet haben, da wir darin von Süsswasserconchylien vorwiegend solche vorfinden, die als

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 245.

Bewohner von Sümpfen und stehenden Gewässern bekannt sind, wie *Lymnaeus palustris*, *Planorbis marginatus*, *rotundatus*, *Sphaerium corneum*; der Löss hingegen als Product von Hochfluten enthält nur jene landbewohnenden Formen, die an Ort und Stelle gelebt haben und da zu Grunde gegangen sind, wo sie sich gegenwärtig vorfinden. In den Lössgegenden, die nur periodisch für kurze Zeit mit Wasser bedeckt waren, wo zeitweilig Graswuchs um sich greifen konnte, musste sich ein anderes Absatzproduct bilden, als in den stehenden Gewässern, Sümpfen und den Flussgebieten der Lehm- und Sandgegenden.

Ausser den bisher besprochenen Vorkommnissen konnte fluviatiler Lehm auch im Lössgebiete am linken Ufer des Bugflusses constatirt werden. Er bildet eine flache, schmale Terrasse, welche sich ungefähr 5 Meter über den Normalwasserstand des Bugflusses erhebt und Ueberflutungen für gewöhnlich nicht ausgesetzt ist. (Vgl. Fig. 4.) Von der noch höheren offenbar geologisch älteren Lössterrasse ist sie meist sehr scharf geschieden, nur in der Gegend zwischen Ulwowek und Tuturkowice ist der Uebergang aus der Lössterrasse in die Lehm- und Sandterrasse ein ziemlich allmäliger. Auch in den Thälern der grösseren Nebenflüsse sind Spuren dieses Lehms erkannt worden, so namentlich bei Switarzów; auch im Waręzankathale zwischen Waręz und Uhrynow dürfte er nicht fehlen, konnte aber nicht durch Conchylienfunde sichergestellt werden.

In petrographischer Beziehung ist dieser Lehm von Löss kaum oder gar nicht zu unterscheiden, seine physikalischen Eigenschaften sind aber doch nicht ganz dieselben, er bildet eine schwarze, der Löss eine lichtbraune Ackerkrume und im feuchten Zustand verhält er sich etwas plastischer als der Löss. Ausser den Lössschnecken enthält er in grosser Anzahl den *Lymnaeus palustris* und bekundet dadurch seine entschieden fluviatile Herkunft. Besonders zahlreiche Lymnaeen sammelte ich in einer Ziegelei bei dem Wirthshause Lapajówka bei Sokal und an der Strasse von Sokal nach Baranie peretoki, da wo dieselbe bei Switarzów den nördlichen Uslawica-Arm mittelst einer kleinen Brücke übersetzt. Die bedeutende petrographische Aehnlichkeit zwischen diesem Lehm und dem Löss kann nicht Wunder nehmen, da der Lehm hier offenbar direct als das Umlagerungsgebilde des Lösses betrachtet werden muss.

Sehr bemerkenswerth erscheint, dass sich die lehmige Beschaffenheit dieser Terrasse bei Krystynopol, ferner bei Horodłowice und Tuturkowice verliert und allmälig einer sandigen Platz macht. Die Sande, die sich zwischen Horodłowice, Tuturkowice und Szychtory ausdehnen, sind offenbar ein vollkommenes Aequivalent des Lehms, beide setzen eine und dieselbe Terrasse zusammen. Bei Krystynopol scheinen sie mit Hauptsandgebiet zusammenzuhängen und in dasselbe überzugehen. Daran knüpft sich nun die schwierige Frage, ob man den fluviatilen terrassirten Lehm des Lössgebietes mit dem ihn begleitenden und ersetzenden Sand als gleichaltrig zu betrachten habe mit dem Lehm und Sand des grossen Sandgebietes und damit jünger als den Löss, oder aber ob man die letzteren für älter und gleichaltrig mit dem Löss ansehen dürfe.

Mancherlei Umstände sprechen für die erstere Anschauung, so namentlich das Uebergehen des sicher der jüngeren Terrasse angehörenden Sandes bei Krystynopol in das Hauptsandgebiet, die geringe Höhe des Sandgebietes, ferner die Art und Weise, wie sich die ausgedehnten Süsswasserlehme von Busk und Kamionka strumiłowa gegen den Kulikówer Lösszug verhalten. Auch bei Busk liegen die fluviatilen Lehme niedriger, als der Löss des Kulikówer Zuges, welcher sich mit einem namentlich nach Süden und Osten deutlichen Steilrand vom Lehm- und Sandgebiet abscheidet. Wie die Sokaler Lössterrasse nach Norden hin bei Tuturkowice, Horodłowice und Romousz in die jüngere Sand- und Lehmterrasse allmälig übergeht, so ist auch die nördliche Grenze des Kulikówer Lösszuges bei Horpin, Zelechów, Rzepniów keine scharfe, sondern eine allmälig vermittelte. Es möchte daher scheinen, dass auch die terrassirten Fluviatilbildungen bei Busk und ihre directe Fortsetzung, nämlich die fluviatilen Lehme bei Kamionka und die damit in Zusammenhang stehenden Sande des Hauptsandgebietes geologisch jünger wären, als der Kulikówer Lösszug. Dagegen spricht der Umstand, dass die Sande territorial dieselbe Ausdehnung besitzen und dieselbe Rolle spielen, wie der Löss, sehr gegen diese Deutung. Die jüngere Sokaler Terrasse ist deutlich an den Verlauf des Bugflusses gebunden, während das Hauptsand- und Lehmgebiet eine ostwestliche, von den gegenwärtigen Flussläufen ganz unabhängige, grosse Ausdehnung besitzt, die räumlich der Ausdehnung des Lösses entspricht. Auch der Umstand, dass die in den Plateaurand eingeschnittenen Flüsse von Terrassen begleitet sind, deren obere Lage aus Löss, deren untere Lage aus Sand besteht und dieser Sand in das Hauptsandgebiet übergeht, spricht gegen ein jüngeres Alter des Sandes. Obwohl ich die betreffende Frage nicht zu entscheiden wage, scheint mir doch die grössere Wahrscheinlichkeit dafür zu sprechen, dass der Sand in der Hauptmasse dem Löss gleichaltrig ist. Der Diluvialsand der nordostgalizischen Ebene dürfte wohl dem Alter nach dem sogenannten „Thalsand“ der norddeutschen Geologen entsprechen.

Ueber die Alluvialbildungen ist nicht viel zu bemerken. Die grösseren Flüsse Bug und Styr haben grösstentheils sandige Alluvionen, die stellenweise sehr conchylienreich sind. Die kleineren Flüsse haben im Sandgebiete sandige, im Lössgebiete lehmige Alluvien. In den letzteren bilden sich untergeordnete schwache Lagen von Raseneisenerzen. Moorige Alluvionen sind in sehr ausgedehntem Masse in den Sandgebieten entwickelt. Torf wurde nicht besonders ausgeschieden, obwohl einige der vorhandenen Moore entschieden als Torfmoore anzusprechen sind. Der Mangel jeglicher künstlicher Aufschlüsse macht es unmöglich, zu entscheiden, wo nur ein einfaches Moor, und wo ausgedehntere Torfbildungen vorliegen. Ich konnte in dieser Richtung nur eine einzige Angabe als Ergebnis eines künstlichen Aufschlusses erhalten; zu Bołdury, Brody N, wurde beim Baue der Fundamente einer Dampfsäge Torf aufgegraben, welcher bei 6 Meter Tiefe noch anhielt.

Werfen wir noch einen kurzen Rückblick auf die Zusammensetzung der nordostgalizischen Tiefebene, so ergibt sich Folgendes: Das

Grundgebirge bildet die senone, weisse Schreibkreide, welche zum Theil vom Diluvium verdeckt wird, zum Theil mehr minder ausgedehnte Inseln und Höhenzüge bis zu 280 Meter Höhe bildet. Sämmtliche Diluvialablagerungen des untersuchten Gebietes sind postglacial, denn selbst die das älteste Gebilde darstellende Geschiebeschichte darf strenge genommen nicht als Glacialbildung im eigentlichen Sinne betrachtet werden, da sie wohl das Material der Grundmoräne enthält, aber in bereits umgelagertem Zustand, vermischt mit Localschotter. Ihre Mächtigkeit ist eine geringe, sie beträgt nur $^1/_4$—3 Meter. Das nächste Diluvialglied ist der Löss, welcher im ostwestlich sich erstreckenden Sokaler Lösszug auf der Geschiebeschichte, im Kulikówer Lösszug auf Kreide aufruht. Gleichaltrig mit dem Löss oder vielleicht jünger als derselbe ist ein fluviatiler Lehm und Sand, welche beide mit einander enge verbunden sind. Der Lehm enthält eine kleine Fauna von Land- und Süsswasserconchylien, der Sand ist oberflächlich in Dünen aufgelöst und entspricht wohl dem „Thalsand" Norddeutschlands. Der fluviatile Lehm tritt zumeist in der Nähe des Kreidegrundgebirges auf. Er sowohl wie der Löss lassen deutlich erkennen, dass an ihrer Zusammensetzung Kreidedetritus einen wesentlichen Antheil nehmen. Gewisse grosse, früher für erratisch gehaltene Quarzsandsteinblöcke bei Kamionka strumiłowa und Toporów sind wahrscheinlich nur die letzten Denudationsrückstände der ehemaligen Tertiärdecke.

Die Umgebung von Mosciska bei Przemysl.

Im Anschlusse an den voranstehenden Bericht erlaube ich mir die wenigen geologischen Beobachtungen mitzutheilen, welche ich bei der geologischen Kartirung des Kartenblattes Mosciska, Zone 6, Col. XXVIII, anzustellen Gelegenheit hatte, und über welche ich bereits zwei kurze Notizen veröffentlicht habe [1]. Das Blatt Mosciska liegt ungefähr an der Grenze von Ost- und Mittelgalizien; im Osten grenzt es an das von Dr. Tietze [2]) aufgenommene Blatt Jaworów und Gródek, im Süden an das von Dr. O. Lenz [3]) studirte Blatt Sambor, im Westen an das Blatt Przemysl, im Norden an das Blatt Lubaczów. Das erstere wurde von C. M. Paul [4]), das letztere von Dr. V. Hilber [5]) aufgenommen.

Der westliche Theil des Kartenblattes Mosciska wird von dem der Weichsel zufallenden Sanflusse durchzogen, der bei Przemysl im Westen der Kartengrenze aus den Karpathen hervortritt und in einem nach Osten convexen Bogen um den Karpathenvorsprung von Przemysl herumfliesst. Den Sanfluss begleiten im Osten breite Streifen von lehmigen Alluvial-Terrassen, deren höchste den jetzigen durchschnittlichen Sanspiegel um 4—5 Meter überragt und Ueberschwemmung meist nicht

---

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 204, 1883, pag. 66.

[2]) Das Gebiet ist mitbehandelt in Tietze's Arbeit: „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg", pag. 55—60, dieses Jahrbuch 1882, XXXII.

[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1879, pag. 281.

[4]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1880, pag. 330.

[5]) Ebendaselbst 1882, pag. 307.

mehr ausgesetzt ist[1]). Im Westen dagegen erhebt sich knapp neben dem Flusse eine hohe, scharf abgegrenzte Lössterrasse, welche einen Theil des den Nordsaum der Karpathen umgebenden Lössgürtels bildet.

Die Gegend östlich vom Sanflusse besteht aus Löss, Lehm, Sand und glacialem Mischschotter. Die beiden ersteren Diluvialbildungen finden sich vorwiegend im südlichen Theile des Kartenblattes, während der Sand im mittleren, nordöstlichen und nördlichen Theile vorherrscht. Zwischen den podolischen Miocänbildungen bei Gródek und den karpathischen miocänen Salzthonbildungen bei Sambor, Chyrów und Dobromil erstreckt sich eine Reihe von Hügeln von circa 280—320 Meter Höhe, welche oberflächlich von Lehm oder Löss bedeckt erscheinen und nur an einzelnen Stellen ihren eigentlichen, aus Gyps und Gypstegel bestehenden Kern erkennen lassen. Dr. Lenz[2]) beobachtete denselben südlich von der südlichen Kartengrenze des Blattes Mosciska im Thale des Wiarpotok zwischen Drozdowice und Myziniec, ferner bei Hussakowt, Balanowice und Krukienice. Auf dem Gebiete der Karte Mosciska habe ich den Gypstegel nirgends angetroffen, doch soll der Gyps bei Jaksmanice in der nächsten Nähe vom südwestlichen Ende des Kartenblattes vorhanden sein und auch ausgebeutet werden. Es ist danach sehr wahrscheinlich, dass mindestens die Hügelgruppe zwichen Balice, Nowosiółki, Byków und Jaksmanice in ihrem Kerne aus miocänem Gypstegel besteht.

Die Lehm- und Lössdecke dieser Hügel ist eine ziemlich mächtige. Man macht die Beobachtung, dass der gelbe oder grünliche, ungeschichtete, schneckenlose Lehm namentlich die höheren Hügelkuppen einnimmt. In dem Masse, als man sich einem grösseren Thal nähert, wie z. B. dem von Trzcienice oder dem von Mosciska, nimmt der Lehm eine deutlichere Röhrchenstructur an, wird gleichmässiger, lössähnlicher und geht endlich in typischen Löss über. Eine grosse Verbreitung besitzt der Lehm auch in der niederen Gegend zwischen Bucców, Medyka, Szechynie und Siedliska, welche die östliche Begrenzung des Sanalluviums bildet. Hier liegt besonders bei Medyka und Bucców über dem Lehm in grosser Ausdehnung ein Mischschotter aus karpathischen Fluss- und nordischen Glacialgeschieben ausgebreitet, und bildet weithin die oberste Lage. Sehr schön sieht man die Auflagerung dieses Schotters auf dem erwähnten Lehm im Eisenbahneinschnitt östlich von Medyka. Da nun der echte Löss allenthalben über dem Glacialschotter liegt, muss man wohl annehmen, dass trotz des scheinbaren Ueberganges von Lehm in Löss ein Altersunterschied zwischen beiden besteht. Leider musste die Frage der Beziehungen zwischen Löss und Lehm bei Mosciska ungelöst bleiben. Es stand mir nämlich zur Begehung dieser Gegend nur wenig Zeit zu Gebote, da ich in demselben Sommer auch ein grosses karpathisches Terrain aufzunehmen hatte. Auch wäre diese Frage nicht so sehr in den schmalen Streifen zwischen Mosciska und Jaksmanice, als vielmehr in dem

---

[1]) Erscheint auf den Karten von Herrn Dr. Tietze und Hilber als altalluvialer Flusslehm ausgeschieden.

[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1879, pag. 281 (Aufnahmsbericht).

südlich angrenzenden Gebiete des Kartenblattes Sambor zu lösen. Dr. Lenz, welcher das Kartenblatt Sambor geologisch colorirt hat, hat Löss und Lehm ununterschieden gelassen, und so musste denn auch der südlichste Streifen des Blattes Mosciska, die Gegend zwischen diesem Städtchen und Jaksmanice, als Löss ausgeschieden werden, obwohl daselbst nicht allenthalben echter Löss auftritt.

Das ganze Gebiet nördlich vom Wiszniaflusse besteht fast ausschliesslich aus Sand, dessen oberflächliche Lage stellenweise eine deutliche Dünenform angenommen hat. Nur an wenigen Punkten ist ein gelblicher oder grünlicher, wie es scheint, schneckenfreier Lehm vorhanden, wie bei Bonów, Kalników, Wola gnójnicka und südlich von Siedliska. Nach Osten hin geht der Sand, wie sich aus Dr. Tietze's Aufnahme des Blattes Jaworów-Gródek ergibt, in Löss über; nur bei Jaworów und nördlich von Sądowa Wisznia greifen breite Streifen von Sand in die Lössbedeckung ein. Südlich vom Wiszniabache wurde der Sand nur bei Twierdza und Królin, ferner auf den Gemarkungen der Dörfer Hodynie, Czerniawa, Starzawa, Lacka wola bis gegen Szechynie hin angetroffen. Er bedeckt daselbst den Lehm und den Mischschotter, welche Gebilde mehr oder minder ausgedehnt unter dem Sande hervortreten. Diese Lagerung, sowie namentlich die räumliche Vertretung des Lösses durch den Sand sprechen dafür, dass der Sand und Löss gleichaltrige Gebilde sind.

Der Mischschotter wurde in mehreren Localitäten beobachtet. In Jaksmanice, Siedliska, Bucówʼ besitzt er eine nur geringe Mächtigkeit von etwa $^1/_2$ Meter. Die karpathischen Geschiebe, Sandstein, Hornstein haben deutlich die Form der Flussgeschiebe, die nordischen hingegen zeigen die gewöhnliche polygonale, kantenbestossene Form und beweisen dadurch, dass sie keinesfalls fluviatilen Transport auf längere Strecken zu erleiden hatten. Eine sehr ausgedehnte Verbreitung besitzt der Mischschotter in Medyka und östlich davon, ebenso in Bucówʼ und östlich davon längs der Strasse nach Lacka wola und in Czerniawa. Klein, aber wichtig sind die Vorkommnisse von Tuligłowy und Wola gnójnicka; in der ersteren Localität liegt der Mischschotter an der Strasse nach Królin, bevor man noch den Rand des Waldes Bukowice erreicht, in der letzteren südlich vom Dorfe, an der Strasse nach Małnów. In beiden Fällen waren die Flussgeschiebe karpathischer Herkunft schon sehr klein, aber doch noch deutlich als solche erkennbar, wie dies ja bei der grossen Entfernung dieser Orte vom Karpathenrande nicht anders erwartet werden kann. Die Oertlichkeit Tuligłowy ist nämlich vom Karpathenrande bei Przemysl oder Chyrów bereits 37—41 Kilometer entfernt; die Localität Wola gnójnicka vom Karpathenrande bei Przemysl ungefähr 30 Kilometer. Besonders bemerkenswerth ist, dass Dr. Tietze[1]) drei Kilometer östlich von Tuligłowy, bei Sądowa wisznia, nordisches, erratisches Diluvium vorgefunden hat, ohne etwas von karpathischer Beimengung zu erwähnen. Es scheint danach, dass der karpathische Einfluss hier seine östliche Grenze erreicht hat. Ebenso scheint das Vorkommen von Wola gnójnicka ungefähr die Nordgrenze

[1]) Dieses Jahrbuch 1882, XXXII, pag. 65.

der karpathischen Beimengung anzudeuten, da Dr. Hilber auf dem nördlich angrenzenden Blatte nichts mehr davon wahrgenommen hat.

Die Grösse der nordischen Geschiebe ist durchschnittlich die Nuss- oder Faustgrösse, nur vereinzelte Blöcke sind grösser und können selbst 3—4 Quadratmeter Inhalt erreichen. Die karpathischen Geschiebe sind meist kleiner, sie besitzen in dem untersuchten Gebiete selten einen grösseren Durchmesser als 5 Centimeter; ihre Grösse und Zahl nimmt nach Süden hin zu. Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit stimmen die nordischen Blöcke vollkommen mit denen der Gegend von Przemysl; am häufigsten ist der gewöhnliche rothe Granit und Gneiss, seltener Pegmatit und Amphibolschiefer.

Wir sehen also auch hier sowie in der ostgalizischen Tiefebene das glaciale Material nicht mehr in seiner ursprünglichen Lagerung, sondern es hat auch am hiesigen Südrande seiner Ausdehnung fluviatile Umlagerung unter Beimengung einheimischer Flussgeschiebe erfahren. Während in Ostgalizien namentlich die beigemischte weisse Kreide das einheimische Material vorstellt, spielen hier karpathische Geschiebe diese Rolle.

Der karpathisch-nordische Mischschotter, welcher, wie wir sehen werden, eine grosse Ausdehnung gewinnt, wurde bereits von Dr. Tietze[1]), Hilber[2]) und mir[3]) besprochen. Dr. Tietze und ich haben die Ansicht geäussert, dass die Beimengung des karpathischen Materials durch die aus den Karpathen heraustretenden Flüsse bewirkt worden sei, während es Dr. Tietze unentschieden lässt, ob sich die Mischschotterablagerungen noch während der Anwesenheit des Gletschers blos unter theilweiser Mitwirkung der karpathischen Flüsse oder nach derselben als ausschliessliche oder gewöhnliche Flussabsätze gebildet haben, habe ich hauptsächlich an eine unterhalb der Gletscherdecke erfolgte Mischung gedacht. Dr. Hilber's diesbezügliche Anschauung wurde bereits früher von mir besprochen (l. c. pag. 556).

Die von Tietze aufgeworfene Frage wird sich allerdings schwer entscheiden lassen.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse des Mischschotters in den Westkarpathen muss ich hier einige Angaben verbessern, die sich in meiner vorhin erwähnten Arbeit vorfinden. Es wurde daselbst ausgeführt, dass der Mischschotter den sogenannten Berglehm wahrscheinlich überlagere. Im Aufnahmsterrain des Jahres 1883 in der Gegend südlich von Tarnow und Pilzno konnte ich an mehreren Orten den betreffenden Schotter sehr deutlich in den untersten Lagen des Berglehms oder Lösses[4]) eingeschaltet beobachten, und ich zweifle nicht, dass dies auch anderwärts in den Westkarpathen der Fall ist. Die Lagerungsverhältnisse dieser lockeren, leicht verschiebbaren und wenig mächtigen Diluvialgebilde sind eben häufig schwierig zu erkennen, wenn keine ausgedehnten und tiefen künstlichen Aufschlüsse vorliegen. Die Schotter mit glacialem Materiale

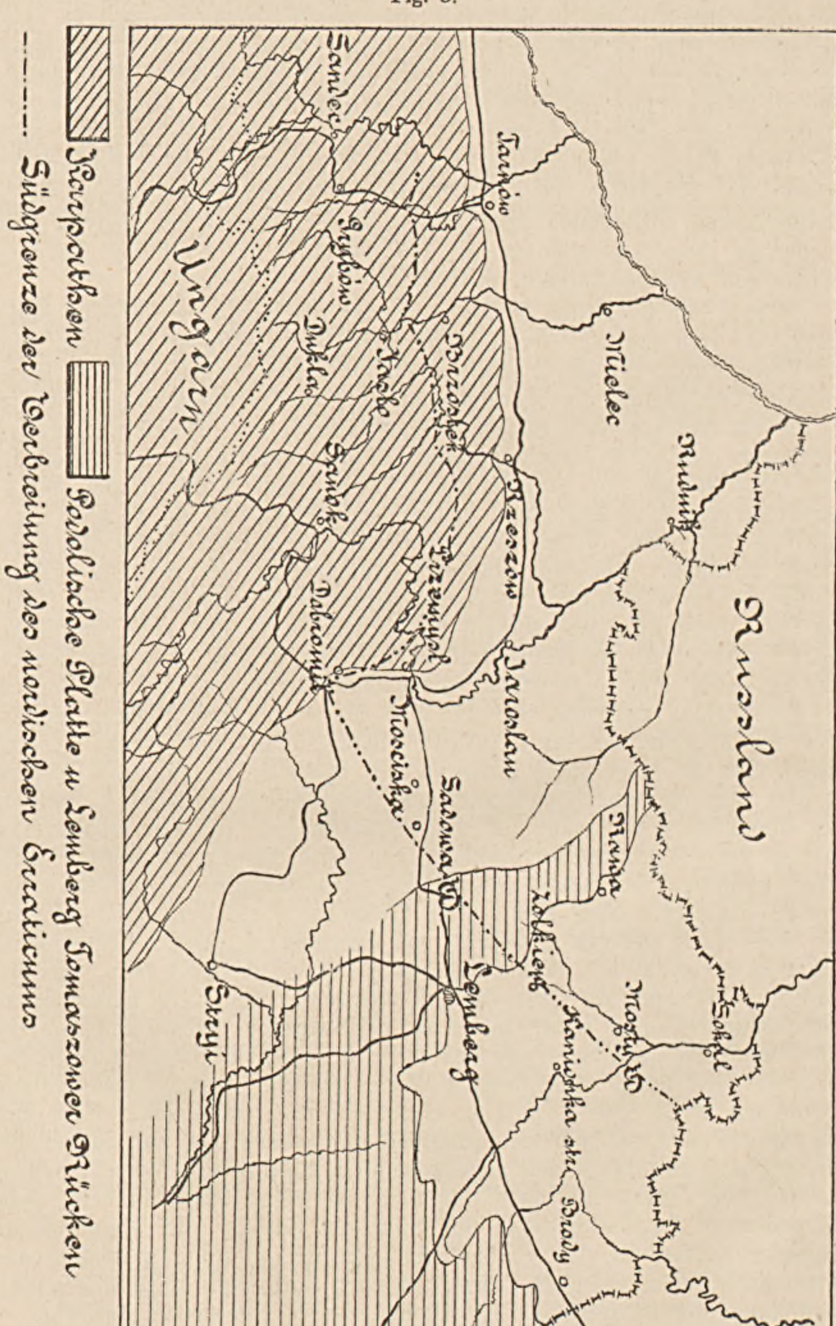
[1]) Dieses Jahrbuch 1883, XXXIII, pag. 286—288.
[2]) Ebendaselbst pag. 552—556.
[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 244.
[4]) Die Begriffe Berglehm und Löss decken sich in den Westkarpathen grösstentheils, wie mich neuere Beobachtungen gelehrt haben und wie auch Dr. Tietze annimmt.

verhalten sich genau so wie die gewöhnlichen Flussschotter im Liegenden der Löss- oder Lehmterrassen, sie haben dieselbe Lagerung, Mächtigkeit und Beschaffenheit[1]). Da man nun die Terrassenschotter wohl als eine postglaciale Bildung betrachten muss, wird auch für die Hauptmasse der Mischschotter dasselbe anzunehmen sein. Daneben kann sich immerhin noch ein Theil derselben bereits während der Anwesenheit des Gletschereises gebildet haben. Wie Dr. Tietze hervorgehoben hat, dürften in jedem Falle schon die heutigen Flussläufe dabei mitgewirkt haben; der Umstand, dass die Mischschotter an den gegenwärtigen Thalgehängen vorkommen und speciell in der Gegend bei Medyka und Bucow in ihrer Ausdehnung mit dem Verlaufe des Sanflusses zu correspondiren scheinen, spricht sehr dafür.

Trotz der fluviatilen Umlagerung der glacialen Geschiebe am Südrande des vom nordisch-erratischen Phänomen betroffenen Gebietes gibt die Verbreitung derselben doch mehr oder minder ein Bild der ehemaligen Ausdehnung der Vergletscherung. Das Grundgebirge steigt ja in diesem Gebiete nach Süden zu fortwährend an, es können daher nachherige fluviatile Verschleppungen nordischen Materiales vorwiegend nur nach Norden hin stattgefunden haben. Es ist mir in den Westkarpathen nur eine Ausnahme bekannt geworden, wo die localen Verhältnisse für eine örtliche Verschleppung nordischen Materials nach Süden sprechen. Bei dem Städtchen Kolaczyce steigt der Liwoczberg zu der für die westgalizischen Vorkarpathen nicht unbeträchtlichen Höhe von 560 Meter an. An seinem nördlichen Fusse sind viele nordische Blöcke von nicht geringen Dimensionen zu sehen. An den Liwocz schliesst sich eine ostwestlich streichende Reihe von höheren Bergen an, deren Höhe zwischen 500 und 537 Meter schwankt. Diese dürften wohl der Ausdehnung des Erraticums nach Süden eine Grenze gesetzt haben. Nur an einer Stelle zwischen den Dörfern Czermna und Dębowa ist eine nur ungefähr 330 Meter hohe Einsattelung vorhanden. Südlich von derselben sieht man auf den Gemarkungen von Czermna kleine Partien von Mischschotter, welche von Löss überlagert werden, und neben kleineren nordischen Geschieben auch faustgrosse, selbst kopfgrosse enthalten. Man sieht diese Geschiebe besonders gut da, wo der Weg nach Dębowa das Thal von Czermna verlässt. Begibt man sich von Czermna nach Süden nach Swięcany, so bemerkt man, wie das nordische Material, das man da und dort unter dem Löss hervortreten sieht, immer kleiner wird, bis man in Swięcany selbst und von da auf dem Wege nach Szerzyny nur mehr erbsen-, höchstens nussgrosse nordische Bröckchen wahrnimmt. Weiter östlich, westlich und südlich konnte ich keine Spur nordischer Geschiebe mehr auffinden. Hier hat das nordische Erraticum ursprünglich mindestens bis zur Sattelhöhe gereicht und von da aus hat augenscheinlich die fluviatile Verschleppung des nordischen Materials nach Süden in der Weise stattgefunden, dass die grösseren Bestandtheile in der Nähe des Sattels, die kleineren in grösserer Entfernung davon abgelagert wurden. Der am weitesten vom Sattel nach Süden gelegene Punkt, wo noch nordisches Material erkannt werden konnte, ist ungefähr 13 Kilometer weit vom Sattel entfernt.

[1]) Vergl. den Reisebericht in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1883, pag. 218.

Fig. 5.


Russland
Ungarn
Tarnów
Mielec
Rzeszów
Jaroslau
Lemberg
Stryj
Sokal
Karpathen
Podolische Platte u Lemberg Tomaszower Rücken
Südgrenze der Verbreitung des nordischen Erraticums

Derartige Vorkommnisse dürften aber im Allgemeinen nur selten sein und eine nur örtliche Bedeutung besitzen. Durch einfache Betrachtung der localen Verhältnisse dürfte es meistens leicht möglich sein, festzustellen, ob eine secundäre Verschleppung vorliege oder nicht.

Für einen grossen Theil von Galizien liegen bereits mehr oder minder genaue Angaben über die Ausdehnung des nordischen erratischen Phänomens vor, und es dürfte vielleicht nicht unpassend sein, wenn ich die vorliegende Arbeit mit dem Versuche abschliesse, die Südgrenze des erratischen Phänomens (Fig. 5), welche ich in einigen Gegenden Ost- und Westgaliziens verfolgen konnte, genauer zu fixiren. Wir wollen dabei von dem vorhin besprochenen Kartenblatte Mosciska ausgehen.

Aus den Aufnahmen von Wolf[1]) ergibt sich, dass die von mir auf dem Gebiete des Kartenblattes Mosciska beobachteten Spuren des nordischen Diluviums keineswegs die südlichsten Vorposten dieser Gegend sind, der genannte Geologe fand solche noch weiter südlich bei Krukienice, Pikulice, Ostrozec; auf einer in der Sitzung der geologischen Reichsanstalt am 30. Jänner 1860 vorgelegten, aber nicht publicirten Karte zeichnet Wolf erratisches Diluvium noch bei Dobromil und Chyrów ein, von wo aus die Karpathen nach Norden vorspringen. In der That haben Dr. Hilber und ich bei einer gelegentlichen Excursion bei Dobromil erratischen Granit gefunden, jedoch unter unsicheren Lagerungsverhältnissen, welche eine künstliche Verschleppung durch den Menschen nicht ausschlossen. Das Vorkommen von Dobromil und Chyrów würde die südlichste Marke des nordischen Erraticums in Galizien darstellen, und es wäre von grosser Wichtigkeit, wenn man darüber genauere Nachrichten besässe. Leider wurde dem Auftreten des Glacialdiluviums bei der geologischen Aufnahme der Blätter Sambor, Dobromil und Przemysl seitens der damit betrauten Geologen Paul und Lenz keine Beachtung geschenkt und so sind die Nachrichten darüber sehr unsichere geblieben.

Weiter westlich kennt man aus der Umgebung von Przemysl schon seit langer Zeit durch Wolf und Stur[2]), Niedzwiedzki[3]) und Hilber[4]) das Vorkommen nordischer erratischer Gesteine. Dagegen fehlen westlich von Przemysl jegliche Angaben bis zur Grenze des Kartenblattes Tyczyn und Dynów. Auf dem Gebiete dieses Blattes, sowie des weiter westlich folgenden Blattes Brzostek und Strzyzów konnte ich selbst im Jahre 1882 die Südgrenze verfolgen und habe dieselbe bereits, soweit sie überhaupt erkennbar war, beschrieben[5]) und brauche also nur darauf zu verweisen. Ich ergreife dabei die Gelegenheit, um die Angabe erratischer Blöcke bei Bonarówka zu berichtigen; es handelt sich in diesem Falle sicher um die exotischen Blöcke der Bonarówkaschichten, die mir damals noch nicht bekannt waren. Auf dem weiter westlich folgenden Blatte Pilzno-Ciężkovice habe ich die Südgrenze im Jahre 1883 begangen und im Vorher-

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1860, pag. 29, 30.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1859, pag. 104.
[3]) Dieses Jahrbuch 1876, XXVI. Bd., pag. 332.
[4]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 244.
[5]) Dieses Jahrbuch 1883, XXXIII, pag. 554, Taf. IV.

gehenden schon zum Theil beschrieben; sie zieht vom Liwocz fast gerade nach Westen gegen die Localität Gromnik. Westlich vom Białathale sind mir keinerlei ausreichende Angaben bekannt bis nach Schlesien hin, wo Hohenegger die Verbreitung der erratischen Blöcke, wie bekannt, sehr genau verfolgt hat.

Ueberblickt man die bisherigen Mittheilungen, so stellt sich heraus, dass die Südgrenze des Glacialphänomens in Westgalizien ungefähr dem Nordrande des Gebirges parallel läuft, und zwar in einer Entfernung von ungefähr 15 Kilometer (vergl. Fig. 5). Einzelne Bergkuppen, wie der Helm, die Brzezina, Dembica S, sind frei von glacialer Bedeckung (l. c.) Im karpathischen Theile des Glacialgebietes erscheinen glaciale Spuren entweder in Form vereinzelter Blöcke oder als Mischschotter. Es ist wichtig, die Grenze zu kennen, bis zu welcher das Glacialdiluvium in seiner ursprünglichen Gestalt als Geschiebelehm oder Sand sich erhalten konnte, und wo die „Randfacies", eine Vermischung von nordischen mit einheimischen Flussgeschieben, beginnt. Ueber diese Frage werden namentlich die Arbeiten von Dr. Hilber Aufschluss ertheilen. In der Gegend von Mosciska ist, wie schon hervorgehoben wurde, das Vorkommen von Tuligłowy das östlichste, das von Wola gnójnicka das nördlichste. Auf dem Gebiete des Blattes Jarosław hat Hilber keinen Mischschotter aufgefunden, dagegen wurde derselbe bei Rzeszow von Dr. Tietze l. c. beschrieben. Nördlich von der die Karpathen umsäumenden Lössterrasse breitet sich eine aus sandigen und lehmigen Gebilden bestehende Ebene aus, in welcher die Geologen Hilber und Tietze bereits Geschiebelehme und Sande, also die nordische Grundmoräne aufgefunden haben. Es scheint demnach, dass die Beimengung karpathischer Geschiebe zu nordischen und die fluviatile Umlagerung der letzteren in grösserem Ausmasse über die den Nordfuss der Karpathen einhüllende Lössterrasse nicht weit hinausgegangen ist.

Wenden wir uns vom Blatte Mosciska nach Osten, so betreten wir ein von Tietze, Hilber und mir vor kurzer Zeit im Detail aufgenommenes Gebiet. Tietze hat in der Gegend von Sądowa Wisznia, Jaworów und Janów die südlichsten Glacialspuren entdeckt, sodann folgen die von Hilber entdeckten Vorkommnisse von Wiszenka und Maydan bei Zółkiew und endlich die von mir im Vorhergehenden beschriebenen erratischen Spuren von Podzimierz bei Krystynopol. Zwischen den letzteren und denen von Maydan und Wiszenka befindet sich die grosse Sandebene, die von Brody gegen den Lemberg-Tomaszower Rücken hinzieht und für die Erhaltung erratischer Erscheinungen sehr ungünstig ist. Warum die Quarzsandsteinblöcke bei Kamionka strumilowa und Toporów nicht als Spuren des nordischen Erraticums betrachtet werden können, wurde schon im Vorhergehenden auseinandergesetzt.

Tietze beschreibt die Glacialspuren von Jaworów als Grand (l. c. pag. 65), die von Sądowa Wisznia und die bei Janów dagegen als Glaciallehm, und es scheint, dass er keinerlei Andeutungen einer fluviatilen Umänderung beobachtet hat (l. c. pag. 64, 56). Auch Dr. Hilber[1]) spricht die südlichsten von ihm beobachteten Vorkomm-

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 303, 306.

nisse als Geschiebesand an und scheint sie als eine ursprüngliche Bildung zu betrachten. Es steht dies mit den Beobachtungen in der Sokaler Gegend, in Westgalizien und überhaupt den Angaben aus den näher bekannten Randregionen des Glacialareals (z. B. Sachsen, Oberschlesien) in Widerspruch, und es drängt sich die Vermuthung auf, ob nicht vielleicht mindestens die Geschiebesande Hilber's und vielleicht auch die Geschiebelehme von Sądowa und Janow doch einige Umlagerungsvorgänge erfahren haben. Es soll damit keineswegs das Vorkommen echter ursprünglicher Grundmoränenlehme in der betreffenden Gegend in Abrede gestellt werden, es dürfte wohl der Geschiebelehm von der Wolkowica, Rawa ruska S, mit Hilber gewiss als Geschiebelehm s. str. aufzufassen sein.

Die Südgrenze der Glacialspuren verläuft also in Westgalizien ungefähr ostwestlich, dem nördlichen Gebirgsrande parallel bis in die Gegend von Przemysl. Entsprechend dem daselbst stattfindenden Zurücktreten der Karpathen-Umgrenzung nach Süden, breitet sich das nordische Diluvium in dieser Gegend weit nach Süden hin aus und erreicht wahrscheinlich in der Gegend von Dobromil oder sogar Chyrow seine südlichste Stelle. Von hier aus verläuft die Grenze längs einer nach Nordosten streichenden geraden Linie im Nordwesten des Plateaurandes und der Gegend von Lemberg.

Inhalt.

34. Band. 1884. JAHRBUCH II. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen.

Von M. Vacek.

Mit einer Profiltafel (Nr IV).

In Nr. 11 der Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1881, pag. 210, erklärte Herr Prof. Heim die Discussion der Glarner Doppelfalte seinerseits für abgeschlossen, und da auch mir an der gleichen Stelle (Anmkg. l. c.) von hochgeachteter Seite ein Veto zugerufen wurde, schien fortan Friede über allen Doppelfalten herrschen zu wollen. Indess konnte Herr Prof. Heim die Gelegenheit, eine Reihe von Fachgenossen in das Gebiet der Glarner Doppelfalte zu führen, nicht unbenutzt lassen, und so kam das Linththaler Excursionsprotokoll vom 12. September 1882 zu Stande[1]). Dieses echte Kind moderner Forschungsweise enthält keine neuen Daten und zeigt nur, in wie überraschend kurzer Zeit man sich ein vollwichtiges Urtheil über die Lagerungsverhältnisse im Glarnerischen aneignen kann. Dasselbe Protokoll wurde auch deutsch publicirt[2]), mit einigen persönlichen Bemerkungen einbegleitet, welche den wissenschaftlichen Gegner als ein höchst interessantes psychologisches Studienobject erscheinen lassen. Ich bedauere, Herrn Prof. Heim dieses Compliment nicht widergeben zu können, sondern muss vielmehr ausdrücklich versichern, dass ich nun und nimmer gegen eine Person ankämpfe, sondern gegen eine gewaltthätige Auffassungsweise der alpinen Lagerungsverhältnisse, welche in der Ostschweiz ihre eifrigsten Vertreter gefunden hat, und die, nach meiner Ueberzeugung, gerade durch die glänzende Art ihrer Vertretung, das Studium der tektonischen Verhältnisse der Alpen in ganz falsche Bahnen lenkt, welche, statt die vielen Verwickelungen, wie sie die Alpen allerdings in grosser Fülle darbieten, zu entwirren, im Gegentheile nur immerzu ein Räthsel auf das andere häuft und so die Alpen zu einem tektonischen Ungeheuer stempelt, das sie nicht sind.

Im Folgenden soll daher nur auf die sachlichen Einwendungen Herrn Prof. Heim's geantwortet und der Versuch einer positiven Darstellung des wirklichen Sachverhaltes gemacht werden. Letztere Ab-

[1]) Archives sc. phys. et nat. Genève 1882. Nov. Compte rendu des travaux 65. sess. Soc. Helv. p. 24.

[2]) Vierteljahrsschrift d. Züricher nat. Ges. 1882, XXVII, pag. 180.

sicht dürfte sich durch die Beschreibung einiger für die Auffassung der Sachlage wichtiger Localitäten, sowie die Zusammenstellung einiger Uebersichtsprofile erreichen lassen. Auf diese Art wird es mir, wie ich hoffe, möglich sein, eine Verpflichtung abzutragen, die ich durch die Negation der Escher'schen Auffassung der Wissenschaft gegenüber eingegangen war.

Bekanntlich besteht die grosse Schwierigkeit, die sich einer natürlichen oder wenigstens das Ungeheuerliche vermeidenden Auffassung der Lagerungsverhältnisse in den Glarner Alpen entgegenstellt, hauptsächlich darin, dass man, ausgehend von den jüngsten Gliedern der alpinen Schichtserie und zu den älteren fortschreitend, sonach die normale Folge von Nord nach Süd verquerend, unterhalb des tiefsten dieser Glieder wieder unvermittelt auf eines der jüngsten, auf Eocän trifft, das in mächtiger Entwicklung fast alle tief in die Masse der Glarner Berge einschneidenden Thäler füllt, während die diese Thäler scheidenden Gräte und Stöcke, welche die Gipfelregionen bilden, durchwegs aus älteren Bildungen bestehen. Verquert man einen der räthselhaften Gräte, die nur eine unmittelbare, regelmässige Fortsetzung der gegen die Thäler des Sernf und Seez steil abfallenden Schichtköpfe der normalen Schichtserie sind, so findet man unter dem Verrucano, den man irrigerweise als das tiefste Glied der ganzen Schichtserie bisher aufgefasst hat, mit grosser Regelmässigkeit an allen gut entblössten Stellen die normale Basis des Verrucano bildend, eine vorherrschend krystallinische Kalklage, Lochsitenkalkbank, die an der unteren Grenze immer sehnig-streifig wird und auf das Innigste zusammenhängt mit einem mächtig entwickelten Complexe dunkler, welliger Kalkschiefer [1]).

Jeder Unbefangene, dem noch nicht die anderweitig complicirten Lagerungsverhältnisse der Gegend den Kopf verwirrt gemacht haben, muss diesen Kalkschiefer für das tiefste Glied der ganzen Schichtserie auffassen. Ursprünglich war dies auch der Fall. Erst mit der Auffindung eocäner Fossilien in den Plattenschiefern von Matt und Engi fing die Verwirrung an, und wenn man früher irrigerweise die ganze gewaltige Masse von verschieden petrographisch ausgebildeten Schiefern, Sandsteinen und Quarziten, wie sie in den Glarner Thälern auftreten, für alt genommen, nahm man sie nun wieder, ohne sich um ihre weitere Scheidung zu kümmern, in Bausch und Bogen für jung, und stand mit dieser abermals durch die Generalisation fehlerhaft gewordenen Annahme vor einem unlösbaren Räthsel. Wie sollte man das vermeintliche Eocän in der Basis des Verrucano erklären und ein Lagerungsverhältnis deuten, das allen bisherigen Erfahrungen geradezu hohnsprach.

Es würde zu weit führen, wollte man hier den complicirten Ideengang, welcher der zum Zwecke der Lösung angenommenen Glarner Doppelfaltentheorie zu Grunde liegt, wiederholen. Es genüge, auf die ausführliche und schöne Darlegung zu verweisen, die Herr Prof. Heim im ersten Bande seines Mechanismus der Gebirgsbildung von dieser Theorie gegeben hat. Seine Darstellung trägt ganz und gar

[1]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 44.

der Escher'schen Auffassung Rechnung, welche die sämmtlichen complicirten Lagerungsverhältnisse in den Glarner Bergen ausschliesslich als durch mechanische Bewegungsprocesse zu Stande gekommen ansieht.

Andere Versuche, der Schwierigkeiten Herr zu werden, finden nur der literarischen Gerechtigkeit wegen mit einigen kurzen Worten (pag. 244 l. c.) Erwähnung. Und doch finden sich auch solche darunter, welche jedem, der die Schweizer Alpen, ja nur die Alpen überhaupt näher kennt, aller Beachtung werth erscheinen müssen. Ich meine speciell die Ansicht, die Bergdirector Tröger in Wallenstadt zuerst ausgesprochen, nach welcher „der eocäne Flysch des Kleinthales in einem sehr tiefen Thal der älteren Schichten abgelagert worden ist". Als es mir im Sommer 1878 vergönnt war, eine Studienreise durch die Kreidezone der Schweizer Alpen zu machen, da waren es in erster Linie die mitunter ganz absonderlichen Lagerungsverhältnisse, welche die oberen Kreideglieder im Vereine mit dem Eocän von Savoyen an bis ins Vorarlbergische zeigten, die mir viel zu schaffen und zu denken gaben. Speciell war es in der Gegend des Vierwaldstätter Sees, auf dem Pilatus und Bürgen, und noch auffallender in den Umgebungen von Schwyz und Iberg, also im Umkreise der Klippe der Mythenstöcke, sowie in der Gegend von Altdorf, wo ich mir die Ueberzeugung holte, dass sich die Lagerungsverhältnisse der obercretacisch-eocänen Schichtgruppe nur unter der Annahme erklären lassen, dass diese Bildungen auf einem vielfach denudirten und modellirten Untergrunde des älteren Gebirges schon ursprünglich zur Ablagerung gekommen sein müssen. In der Arbeit über Vorarlberger Kreide [1]) ist diesem Gedanken deutlich Ausdruck gegeben.

Dass eine so viel verbreitete Erscheinung, welche Ursachen von universeller Bedeutung voraussetzt, an einer Bodenstelle wie die Glarner Berge, die mitten in die Kreidezone hineinragt (vergl. Uebersichtskarte der Schweiz), keine Ausnahme machen werde, liess sich von vorneherein erwarten. Es wäre auch sonderbar, wenn man einer Erklärungsweise, der man für den Kanton Schwyz unmöglich ausweichen kann, für den unmittelbar benachbarten Kanton Glarus jede Geltung absprechen wollte, sintemalen dieselbe eine Menge Schwierigkeiten auf die natürlichste Weise behebt, die man nur mit dem Aufwande einer ganzen Reihe schwer verständlicher Hypothesen nothdürftig zu bannen im Stande ist, ganz abgesehen davon, dass sich andererseits die zum Zwecke der Lösung dieser Schwierigkeiten angenommene Doppelfalte wie ein ganz fremdes und unbegreifliches Element quer in alle übrigen Erscheinungen des ganzen tektonischen Bezirkes hineinlegt [2]) und so die beklemmende Vorstellung wecken muss, dass die Alpen in der That ein tektonisches Chaos sind, an dessen Bewältigung man von vorneherein verzweifeln muss.

Dass das Eocän in den Schweizer Alpen transgredirend auftritt, gibt übrigens Herr Professor Heim selbst zu [3]), nur meint derselbe,

---

[1]) Vergl. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1879, pag. 696.
[2]) l. c., pag. 725.
[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 205.

dass vom Rhein bis zum Thunersee, ja selbst über die Rhône nirgends starke Discordanzen an den Transgressionsflächen zu sehen seien. Da aber, wo Discordanzen wirklich beobachtet sind, erklärt er diese einfach durch später eingetretene Dislocation. Woraus aber schliesst man in den Alpen fast immer auf eine Dislocation? In der Mehrzahl der Fälle aus der Discordanz, denn nur diese ist das zu beobachtende Factum, und es frägt sich nur, ob man mit dieser allerdings heute sehr modernen Erklärungsweise der beobachteten Discordanzen durch Annahme von späteren, also in unserem Falle nacheocänen Dislocationen auch immer das Richtige getroffen hat und trifft. Thatsache sind also nur die Discordanzen. Die Erklärung dierer Thatsache kann man sich aber ebenso gut wie durch nachträgliche Dislocation auch durch ursprüngliche Anlagerung der transgredirenden Sedimente an bereits vorhandene steile Flächen denken. Da wo der Untergrund flach war, macht allerdings das aufgelagerte jüngere Sediment mehr minder den Eindruck der Concordanz, welche scheinbare Concordanz aber immer hinlänglich durch andere Factoren ins richtige Licht gestellt wird. Diese Factoren sind hauptsächlich die überall gut festzustellenden Lücken in der normalen Sedimentreihe, ferner klar durch Beobachtung als Wirkung der Erosion erweisbare Rauheiten und Unebenheiten des alten Bodens, in welche das neue Sediment eindringt, sowie weiter an der Basis der neuen transgressiven Schichtserie häufig auftretende klastische Bildungen, deren Materiale nachweisbar häufig vom alten Untergrunde oder aus der unmittelbaren Nachbarschaft stammt.

Man stelle sich nur einmal vor, die Alpen in ihrer heutigen Reliefform würden bis zu der Höhencôte von etwa 1500 Meter absoluter Höhe unter Wasser gesetzt, und vergegenwärtige sich die Art und Weise, in welcher das dieser Transgression entsprechende Sediment auf dem alten Untergrunde gelagert erscheinen müsste. Denkt man sich weiter das in der angenommenen Art auf sehr unebenem Untergrunde abgelagerte Sediment durch spätere Bodenbewegungen in seiner meist zwischen die älteren Massen eingezwängten Lage gestört und verdrückt, sowie durch spätere Denudation an allen mehr exponirten Punkten wieder entfernt und nur an mehr geschützten Stellen, wie z. B. auf Plateaux, in weiteren Thälern, auf Gebirgsterrassen etc. erhalten, dann hat man ein zutreffendes Bild der Verhältnisse, wie sie das Eocäne im Vereine mit den concordant darunter lagernden obersten Kreidegliedern allenthalben im Hochgebirge darbietet. Allerdings bedingt eine solche Auffassungsweise eine total andere Vorstellung von dem Aufbaue der Alpen, als sie Herr Professor Heim vertritt. Der Aufbau der Alpen ist nach Professor Heim ein in eine verhältnissmässig junge Phase der geologischen Zeitrechnung fallender Gewaltact von kurzer Dauer, während die hier berührten Erscheinungen, wenn man sie wird einmal sorgfältiger studirt haben, nothwendig zu der Vorstellung führen müssen, dass die Alpen das Product eines geotektonischen Vorganges sind, der sich seit Uranfang der Erdgeschichte bis auf die Gegenwart gleichmässig und continuirlich fortgespielt hat, unbekümmert um das, was unterdess, aus ganz anderen Ursachen fliessend, auf der Oberfläche vor sich ging, d. h. unbekümmert darum, ob unterdess oberflächlich die Denudation oder Sedimentation ihre Arbeit verrichtete.

Die Schwierigkeit, die Transgression des Eocänen im Glarner Gebiete zu erkennen, resultirt hauptsächlich nur aus dem Umstande, dass sich die eocänen Ablagerungen stellenweise, wie z. B. in den Thälern des Sernf, des Seez, Durnachbaches etc. nicht so auffallend als anderswo von dem älteren Untergrunde scheiden. Immerhin ist diese Scheidung aber gut durchführbar und mit dem nöthigen Aufwand an Zeit und Mühe auch die in ihrer jetzigen Form unrichtige kartographische Darstellung der Verbreitung des Eocänen leicht richtigzustellen. Speciell lassen sich die schon erwähnten alten Kalkphyllite in der Basis des Lochsitenkalkes sehr gut von den eocänen Thonschiefern unterscheiden, selbst in dem Falle, dass letztere „wild" werden, d. h. den höchsten Grad der Verdrückung, dessen sie überhaupt fähig sind, zeigen.

Herr Professor Heim zeichnet auf Taf. XIV seines schönen Atlas in Fig. 17 und 18 zwei Handstücke, die den typischen Texturunterschied, wie er etwa zwischen einer sogenannten wilden Stelle im Plattenschiefer und einem ganz gewöhnlichen Handstücke des welligen alten Kalkphyllites besteht, in der klarsten Weise veranschaulichen. Fig. 17 entspricht sehr gut dem Typus des welligen Kalkphyllites, bestehend aus einem unentwirrbaren Filz von krystallinischen Kalklamellen, die durch dünne Häutchen eines dunkelthonigen Anfluges von einander getrennt sind [1]). Fig. 18 zeigt dagegen den Typus eines stark verdrückten Stückes von Plattenschiefer, dessen Falten bezeichnenderweise gleichmässig senkrecht zu einer einzigen Ebene verlaufen, so dass man auch in dem stark verdrückten Stücke den Plattenschiefer unmöglich verkennen kann. Die einzelnen Lamellen des Plattenschiefers sind nicht etwa krystallinischer Kalk, wie bei den Kalkphylliten, sondern gewöhnlicher Thonschiefer. Es ist also auch in der Structur und Masse der Lamellen ein gewaltiger Unterschied, der selbst dem Ungeübtesten klar werden muss.

Die welligen Kalkphyllite (Bündner Schiefer) bilden, wie ich schon an anderer Stelle gezeigt, immer die normale Basis des Lochsitenkalkes und sind nur an allen jenen Stellen zu finden, wo auch dieser zu Tage tritt, also vorwiegend nur in den Gipfelregionen. In der Tiefe der Thäler findet man sie nur ausnahmsweise wie an der Lochsite bei Schwanden. Dafür sind aber im Fond der Thäler fast überall die eocänen Thonschiefer verbreitet in Verbindung mit eocänen Sandsteinen und Arcosen, sowie Nummulitenkalken. Wenn jemand also z. B. in der Tiefe der Tschingelschlucht steht und einem gelehrten Collegio demonstrirt, dass man hier nur Eocän sehen kann, so hat er allerdings ganz recht [2]). In der Tiefe der Tschingelschlucht ist von den welligen Kalkphylliten und überhaupt von der älteren Basis des Eocänen keine Spur. Nur wer die ältere Basis nicht sehen will, dem ist der Besuch der Tschingelschlucht dringend anzurathen. Wer sie jedoch sehen will, der wandere durch das Kühthälchen aufwärts gegen das Kärpfplateau [3]) oder durch

[1]) Damit soll nicht gesagt sein, dass das Originale zu Fig. 17 ein Stück des Kalkphyllites selbst wäre. Nach Professor Heim stammt das Stück aus dem Röthidolomite vom Piz Urlaun, der dort allerdings merkwürdig entwickelt ist.

[2]) Vergl. Compte rendu 65e session Soc. Helv. sc. nat., p. 25, Bibl. univ. 1882 Nov.

[3]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 44.

das Krauchthal aufwärts zum Foostöckli etc. Dort wird er die Kalkphyllite als normale Basis des Lochsitenkalkes finden, scharf gegen das tiefer am Abhange zurückbleibende, angelagerte Eocän sich abgrenzend. Herr Professor Heim ist gerecht genug, selbst zuzugeben[1]), dass an solchen Localitäten, wie sie eben erwähnt wurden, die von mir vertretene Auffassung „anwendbar und einfacher erscheint oder doch wenigstens nicht direct als falsch sich erweist". Allerdings geht ihm der errungene Erfolg gleich wieder verloren, sobald er von dem concreten belehrenden Falle abstrahirt, um lieber den Blick weit in die Umgebungen zu tragen.

Herr Professor Heim hält mir ferner (l. c.) entgegen, das Eocän folge stets normal concordant auf den Seewerkalk. Dies ist auch zweifellos der Fall überall, wo der Seewerkalk überhaupt entwickelt ist. Die Transgression beginnt ja, wie schon oben angegeben wurde, nicht erst mit dem Eocänen, sondern schon mit dem Gaultgliede, und daher erklärt sich die Erscheinung, dass wir die drei Glieder Gault, Seewer, Eocän überall, wo sie voll entwickelt sind, normal concordant über einander treffen, jedoch die Schichtgruppe als Ganzes, als einheitlichen Complex gedacht, oft in der absonderlichsten Lagerung gegenüber dem älteren Untergrunde finden. Wir werden weiter unten noch auf Specialfälle dieser Art zurückkommen. Auf höher gelegenen Punkten verkümmern oder fehlen die beiden Kreideglieder häufig, und das Eocän liegt dann oft unmittelbar über älteren Bildungen, wie z. B. im Windgällengebiete direct über Jurakalk in alle kleinen Vertiefungen und Spalten des älteren Untergrundes eindringend, wie Herr Escher[2]) daselbst genau beobachtet hat. Herr Escher schliesst hieraus auch ganz richtig auf ein zeitweiliges Trockenliegen der Unterlage und meint, dass diese gegen Ende der Kreideperiode wieder unter den Meeresspiegel hinabgesunken sein muss. Auch umgekehrt ragen die Unebenheiten des älteren Untergrundes an einer ganzen Reihe von Stellen, deren Zahl sich mit der fortschreitenden genaueren Untersuchung noch bedeutend vermehren dürfte, ganz unvermittelt, in Form von wahren Klippen aus der eocänen Sedimentdecke. Herr Professor Mösch entwirft[3]) von einer ganzen Reihe Vorkommen dieser Art in den Schweizer Alpen ein sehr interessantes und belehrendes Bild. Allerdings denkt sich Herr Professor Mösch, übereinstimmend mit Professor Neumayr, diese Klippen oder Riffe, wie er sie auch nennt, gewaltsam durch die Eocänmassen hindurchgepresst, eine Anschauung, die sich auf die Dauer kaum aufrecht erhalten lassen dürfte. Die transgressive Lagerung des Eocänen erklärt die Thatsachen sehr natürlich und ungezwungen, wenn man, wie schon gesagt, die Klippen als durch ein transgressives jüngeres Sediment vorragende Unebenheiten des älteren, denudirten Untergrundes auffasst.

Im Mürtschengebiete liegt die in Rede befindliche obercretacisch-eocäne Schichtgruppe auf einem vielfach denudirten Unter-

---

[1]) l. c. pag. 205.
[2]) Escher, Gebirgskunde d. Kanton Glarus, pag. 83, in O. Heer's Gemälde d. Schweiz.
[3]) Mösch, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, XIV, pag. 106 u. ff.

grunde von voll entwickeltem Neocom, theilweise auch auf Hochgebirgskalk. Aehnlich ist die Lagerung auch im Kistenpassgebiete, nur mit dem Unterschiede, dass das Neocom hier verkümmert ist. Im Schächenthale ist das Eocän den verschiedensten Gliedern der mesozoischen Schichtserie an- und aufgelagert. In den Thälern des Sernf und Seez ist das Eocän angelagert zum Theile an die alten Kalkphyllite und den Lochsitenkalk, zum grössten Theile aber direct an den Verrucano, also nicht „nur" an die älteren Schiefer, wie Herr Professor Heim[1]) meint. Zu letzterer Meinung könnte man allerdings verleitet werden, wenn man nur die geologische Karte des Gebietes, wie sie Herr Professor Heim entwirft[2]), ansieht. Auf derselben erscheint nämlich das Lochsitenkalkband entlang der ganzen unteren Grenze der grossen nördlichen Verrucanopartie continuirlich durchgezogen. Diese Continuität ist aber eine reine Schematisirung und entspricht viel mehr der Doppelfaltentheorie, als dem wirklichen Thatbestande. Auf der erwähnten Strecke ist nämlich der Lochsitenkalk nur sichtbar im südlichen Theile des Kärpfgebietes, ferner am Grate des Ruche bis in die Gegend des Risetenpasses und endlich in der Gipfelregion der Grauen Hörner. Sie fehlt aber, oder besser sie ist verdeckt, auf lange Strecken in der ganzen Umgebung von Engi und im oberen Krauchthale, desgleichen im ganzen unteren Weisstannenthale. Die Lochsitenkakbank findet sich also nur da zu Tage tretend, wo die gegen SOl ansteigende Verrucanodecke mit ihrer Basis über die obere Grenze des transgredirenden Eocäns sich heraushebt, ist dagegen überall da, wo die Basis des Verrucano unter diese Grenze sinkt, von dem transgressiven Eocän verdeckt, welches hier überall unmittelbar an Verrucano anliegt. Das Verhältniss ist also etwa so, wie es Fig. 5, Taf. IV angibt.

Auf dem kleinen geologischen Kärtchen, welches Herr Escher seiner Gebirgskunde des Kantons Glarus (l. c.) beigegeben, ist diesem Verhältnisse mit grosser Sorgfalt Rechnung getragen. Auch in der zweiten, von Professor Bachmann revidirten Auflage der geologischen Uebersichtskarte der Schweiz ist die Verbreitung des Lochsitenkalkes auf der erwähnten Strecke so ziemlich richtig angegeben und fehlt demgemäss auch auf dem Blatte IX der neuen geologischen Karte der Schweiz die Lochsitenkalkbank, trotz der Zurechtweisungen des Herrn Professor Heim[3]), mit vollem Rechte.

Allerdings stimmt der Umstand, dass die Lochsitenkalklage gerade an diesen Stellen fehlt, ganz und gar nicht mit der Theorie der Glarner Doppelfalte. Die Kalklage fehlt gerade da, wo man es nach dieser Theorie am allerwenigsten erwarten sollte, nämlich gegen die Muldenbiegung der supponirten Nordfalte hin, wo man eher in Folge der Stauung ein Anschwellen als ein Fehlen des Repräsentanten der mesozoischen Kalkformationen erwarten sollte.

---

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 206.
[2]) Heim, Mech. d. Geb. Atlas, Taf. II.
[3]) Mechan. d. Geb. I, pag. 139.

Das Eocän hält sich also, nach dem Gesagten, durchaus nicht „genau unter der schiefen Ebene, in welche die untere Grenze des Verrucano fällt“, sondern seine Lagerung zeigt sich von dieser Grenze durchaus unabhängig. Wer sich von der Anlagerung des Eeocänen an den Verrucano überzeugen will, der steige z. B. im Graben des Lauelibaches bei Engi aufwärts und studire daselbst die Grenze von Eocän uud Verrucano, oder er suche diese Grenze im Mühlbachtobel bei Engi auf. Auch nordwärts vom Orte Weisstannen liegen die Verhältnisse sehr klar, indem man hier das Eocän an dem Schichtenkopfe einer gegen Süd allmälig ansteigenden mächtigen Platte von Verrucano deutlich abstossen sieht.

Wenn nun das Eocän in der That in der Nähe alter Ufer zur Ablagerung kam, so müssen sich in denselben stellenweise auch gröbere Conglomerate und Schuttbildungen zeigen [1]). Dies ist auch in der That der Fall, indem z. B. die sogenannten Waldsteine des Kleinthales theilweise veritable Arcosen sind. Aber auch gröbere Conglomerate sind nicht selten, wie dies schon aus einzelnen Beobachtungen des Herrn Professor Heim [2]) selbst klar hervorgeht, die er gelegentlich des Altersnachweises für das Eocän der Doppelfalte mittheilt: „Eine bezeichnende Gesteinsart sind die gewöhnlichen, von schwarzen Schiefern durchzogenen, an weissen Glimmerblättchen reichen Flyschsandsteine. An manchen Stellen, wie z. B. im Sernfthale, am Nüschenstock, im Hintergrunde des Calfeuserthales und bei der Vättiseralpe gehen sie in grobe Conglomerate über, wie wir sie auch anderwärts in eocänen Revieren finden.“

An einer anderen Stelle [3]) theilt Herr Prof. Heim folgende Beobachtung Herrn Escher's mit: „Unter dem mittleren Staffel der Raminalp, ferner nahe Matt an der Falzüberalp und anderwärts fand Escher im Flyschschiefer mehrere faust- bis kubikfussgrosse, gerundete Granitblöcke eingeschlossen, die den ähnlichen exotischen Blöcken im Flysch des Sihlthales, von Habkern etc. entsprechen mögen.“ Man findet sonach in dem Glarner Eocän grobkörnige Sandsteine, Arcosen, grobe Conglomerate und sogar exotische Granitblöcke. Wie will man alle diese Bildungen erklären, wenn nicht durch die Ufernähe, und woher sollen alle diese klastischen Materialien kommen, wenn man sich die Alpen mit Prof. Heim erst in der nacheocänen Zeit gehoben denkt.

Dass der ältere Untergrund zur Zeit des höchsten Niveaustandes des eocänen Meeres unentblösst lag, ergibt sich aus dem Begriffe der eocänen Transgression von selbst. Der alte Untergrund lag eben grossentheils unter dem Spiegel des Eocänmeeres. Aber auch nach dem Rückzug der eocänen Wässer waren es zunächst wohl die Sedimente dieses selben Eocänmeeres, die zunächst als oberste Decke des alten Untergrundes durch Denudation entfernt werden mussten, bevor diese wieder an den älteren Untergrund selbst, also auch an den Verrucano kam. Wenn man also in den miocänen Conglomeraten keinen

---

[1]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 206, Nr. 4.
[2]) Mech. d. Geb. I., pag. 146.
[3]) Mech. d. Geb. I., pag. 144.

Verrucano trifft, so ist dies nur natürlich, und ebenso wenig überrascht es anderseits, wenn man in den späteren Quartärbildungen Verrucanogerölle findet, d. h. die Wirkungen der Denudation schon bis an den Verrucano fortgeschritten sieht[1]).

Nach alledem entspricht also das Eocän der Glarner Berge sowohl in Bezug auf Lagerung als petrographische Beschaffenheit sehr gut den Bedingungen, die eine transgressiv auftretende Bildung zeigen muss.

Was schliesslich die Tektonik[2]) des transgressiven Eocäns betrifft, so ist dieselbe, wie schon an einem anderen Orte ausgeführt[3]), vielfach von dem Relief des alten Untergrundes abhängig, zeigt sich aber, trotz dieser Abhängigkeit, im Allgemeinen in bester Uebereinstimmung mit der Tektonik des ganzen Bezirkes, indem die Falten vorherrschend NO—SW streichen und nach NW blicken, wie dies auch Herr Prof. Heim an vielen Stellen angibt. Allerdings muss man sich, um den Zusammenhang dieses Verhältnisses mit der Tektonik des ganzen Gebietes aufzufassen, zunächst von der Theorie der Glarner Doppelfalte vollständig emancipiren und dagegen jene tektonischen Elemente ins Auge fassen, die Herr Prof. Heim als Nebenerscheinungen von untergeordneter Bedeutung, die sich nur innerhalb des Gewölbschenkels der supponirten Nordfalte abspielen, weiter keiner näheren Darstellung würdigt. Und doch sind diese „localeren, secundären Faltungen", wie sie Prof. Heim nennt, die einzigen, die sich wirklich beobachten lassen. Sie haben die normale Streichrichtung, d. h. NO—SW, und sind auch in jeder anderen Beziehung den Wellen, wie man sie in der ganzen Umgebung des Doppelfaltengebietes, sowie auch sonst in den Nordalpen beobachtet, vollkommen ebenbürtig, wie dies Herr Professor Heim selbst angibt[4]), indem er von den secundären Falten auf dem Gewölbschenkel westlich der Linth sagt: „Wenn wir ein Profil, wie dasjenige des Bisithales von der Klausenpasshöhe bis nach Muottathal durchgehen, können wir im Typus der Falten da, wo diese mächtigen Sedimente von Eocän unterteuft sind und weiter nördlich der Linie *B*, Taf. II, wo dies offenbar nicht mehr der Fall ist, gar keinen Unterschied finden." Desgleichen sagt derselbe[5]) von den secundären Faltungen auf dem Gewölbschenkel im Wallenseegebiete: „Der Gewölbschenkel lässt eine Menge kleinere, secundäre Biegungen erkennen, welche die aufliegenden Sedimente mitmachen. Einzelne derselben werden sehr stark, so z. B. erscheint am Nordtheile des Mürtschenstockes eine Falte, welche sogar etwas nördlich übergelegt ist, und eine oder zwei ähnliche, nicht weniger intensive an der Südseite des Schild erzeugen local ein südliches Einfallen von Verrucano und bedeckendem Röthidolomit. Wenn man von Wallensee aufsteigend diese Bildungen allein studirt, würde man keine Ahnung haben, dass sie alle dem Gewölbschenkel einer viel grösseren, südlich übergelegten Falte angehören. Diese Erscheinung

[1]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 206, Nr. 4.
[2]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 207, Nr. 6.
[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 45.
[4]) Mech. d. Geb. I, pag. 168.
[5]) Mech. d. Geb. I, pag. 148.

beherrscht die ganze Nordfalte." An einer anderen Stelle[1]) äussert sich Herr Prof. Heim über die gleiche Gegend folgendermassen: „Die Sedimente des Gewölbschenkels sind sogar in der allgemeinen, gewöhnlichen Streichrichtung gefaltet, obschon darunter die Nordfalte ihre Streichrichtung wechselt." Und weiter unten: „Die Faltungen dieser Gebiete, soweit sie noch von Eocän unterteuft werden, zeigen sich wie die nördlicheren gleichen Stauungen als ganz unabhängig von der Glarner Doppelfalte gebildet. Sie sind dann über den tief gesunkenen Muldentheil der Nordfalte als Ganzes hinübergestossen worden oder, wie wir bezeichnender sagen können, die liegende grosse Nordfalte ist hier weniger durch Ueberschieben eines Gewölbes entstanden, als durch Unterschieben einer Mulde. Ueberall, wo der Gewölbschenkel recht vollständig erhalten geblieben ist, kann man in seinen Gesichtszügen deutlich lesen, wie sehr er vor und während der Bildung der Doppelfalte an andere Dinge dachte und kaum fühlte, dass ein Eocänkeil unter seine Sohle hineingetrieben wurde." Man sieht, dass Herr Professor Heim mit den ehrlichen Gesichtszügen des Gewölbschenkels der angenommenen Nordfalte, die eine so beredte Sprache führen und weiter nichts sind, als der gewöhnliche, normale Faltenwurf der Nordalpen, seine liebe Noth hat. Der Leser aber hat sie noch viel mehr, wenn er die obige Erklärung des Phänomens begreifen soll, nach welcher zu derselben Zeit, wo die enormen mesozoischen Kalkmassen des Mittelschenkels durch den Druck des darüber lastenden Gewölbschenkels allein zu einer dünnen Lage ausgewalzt wurden, das weiche Eocän den Druck der beiden genannten Faltenschenkel mit grosser Leichtigkeit überwindet und wie ein Keil in deren Sohle getrieben wird.

Die eigentlichen, reellen, wirklich beobachtbaren Faltungen im Glarner Gebiete streichen also in schönster Harmonie mit dem Eocänen in der gleichen NO—SW-Richtung, und diese Uebereinstimmung weist wohl so klar als möglich auf die Gleichartigkeit der faltenden Kraft. Nur zeigen die Wellen des älteren Untergrundes in der Regel eine grössere Amplitude, als die enggedrängten Knickungen des zwischen die alten Stöcke eingelagerten Eocäns. Dies ist nur allzu begreiflich. Die alten Stöcke, welche nur durch Denudation erzeugte oberflächliche Unebenheiten des in grosse, normal streichende Falten gelegten Untergrundes sind, werden bei gleichmässig und continuirlich fortschreitender Faltenbewegung in der Richtung des tangentialen Druckes an gewissen Stellen einander genähert und pressen, im wahren Sinne des Wortes wie die Backen eines Schraubstockes, die zwischengelagerten jüngeren Eocänmassen, wobei die Bewegung von grösserer Amplitude, die der Untergrund macht, bei dem eingelagerten Sedimente in eine Anzahl von Bewegungen von geringer Amplitude umgesetzt wird. Man fasse, um diesen ohne Erläuterung etwas schwer verständlichen Satz klarer einzusehen, z. B. jenes Stück des Prof. I, Taf. IV ins Auge, welches die Lagerung des Eocänen im Weisstannenthale darstellt, und denke sich, dass die über dem Weisstannenthale angedeuteten grossen Untergrundwellen in ihrer Bildung fortschreiten, so ist klar, dass der

[1]) Mech. d. Geb. I, pag. 236.

reelle Effect dieses Vorganges in einer factischen Annäherung der beiden alten Hänge bestehen wird, die vom Piz Sol und Schnürgrat gegen das Thal abfallen, so wie dies die Pfeile andeuten. Dadurch werden die eingeklemmten Eocänmassen auf kleineren Raum zusammengepresst, also einfach gestaut werden, und zwar vorherrschend in der Richtung der faltenden Kraft. Nur da, wo die Hänge der alten Erosionsmulden mit der Richtung der faltenden Kraft einen von 90° auffallend verschiedenen Winkel einschliessen, werden sich auch selbstverständlich von der Hauptrichtung abweichende Componenten der faltenden Kraft geltend machen.

Unter den hier kurz skizzirten Gesichtspunkten werden, wie ich glaube, die auf den ersten Blick chaotisch erscheinenden Lagerungsverhältnisse des Eocänen in den Glarner Thälern sehr leicht verständlich.

Nach Prof. Heim bildet freilich die Unterfläche des Verrucano eine einfache Ebene. Dies ist wohl in gewissen Partien, wie z. B. im südlichen Theile des Kärpfgebietes und seiner südwestlichen Fortsetzung, den isolirten Gipfeln im Umkreise des Erosionscircus von Hintersulz im Hintergrunde des Durnachthales, so ziemlich der Fall.

Aber schon entsprechend der grossen Rinne des oberen Sernfthales, welche mit der Richtung des allgemeinen Streichens im Glarnerischen correspondirt, zeigen die Verrucanokappen auf den Gipfeln sehr verschiedene Neigung. Während der Verrucano des Hausstock übereinstimmend mit dem Kärpfgebiete flach NNW neigt, zeigt der Verrucano am Kalkhorn ein ziemlich steil südöstliches Einfallen, das mit der unteren Grenze des Verrucano im Vorabgebiete auf geradem Wege nicht in Verbindung zu bringen ist, sich aber wohl begreifen lässt, wenn man das Abwärtsknicken des Verrucano und seiner Unterlage unter dem höchsten Gipfel des Piz Mar an der Sether Furca mit in Betracht zieht[1]).

Allerdings muss man, um solche Lagerungsverhältnisse zu begreifen, das Profil regelrecht, d. h. senkrecht zur nordost-südwestlichen Streichrichtung der Wellen ziehen. Betrachtet man jedoch die gut entblösste, daher jedem Besucher des Sernfthales zunächst in die Augen fallende, untere Verrucanogrenze vom Vorab bis zur Scheibe, so sieht man hier den Schichtenkopf der alten Serie entlang einem Wellenscheitel aufgerissen, man verfolgt also die Welle so ziemlich genau im Streichen und erhält dann selbstverständlich den Eindruck ebener Lagerung. Untersucht man aber im Wallenseegebiete die zusammenhängenden Massen von Verrucano in der Richtung senkrecht zum Streichen, also in nordwest-südöstlicher Richtung, dann wird uns der Wechsel im Fallwinkel kaum entgehen, sowie die auf geradem Wege nicht auszugleichenden Differenzen in der Höhenlage der unteren Verrucanogrenze an Stellen weitgehender Erosion, wie z. B. zu beiden Seiten des Weisstannenthales oder Krauchthales (vgl. Prof. I u. II, Taf. IV).

Von wirklichen Brüchen[2]) ist im ganzen Glarner Gebiete wohl kaum die Rede, wenigstens lässt sich der Erweis für dieselben an

[1]) Vergl. Heim, Mech. d. Geb. I, pag. 192 und Prof. III, Taf. IV d. A.
[2]) Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 206, Nr. 5.

keiner Stelle mit Sicherheit führen. Meine ursprünglichen Vermuthungen, dass ein Theil der complicirten Lagerungsverhältnisse im Glarnerischen durch Brüche und Verschiebungen zu Stande gekommen ist, haben sich bei näherem Studium der Verhältnisse nicht bestätigt. Die discordanten Anlagerungen von Jüngerem an Aelteres sind, wie weiter unten näher ausgeführt werden soll, fast überall ursprüngliche und nicht durch spätere Bodenbewegungen und Dislocationen hervorgebracht.

Ich freue mich daher, den Satz Prof. Heim's[1]) bestätigen zu können, dass sich durch Annahme von Verwerfungen die Erscheinungen im Glarner Gebiete nicht erklären lassen. Ja es erscheint sogar fraglich, ob der einzige Bruch, den Herr Prof. Heim am Nordabhange des Schächenthales annimmt, ein solcher ist. Nach alledem, was man im Schächenthale zu sehen Gelegenheit hat, spricht die Sachlage auch hier für eine einfache Anlagerung des Eocänen an einen alten Steilrand, der nicht gerade einer älteren Verschiebung sein Dasein verdanken muss, sondern gewöhnlicher Erosionsthätigkeit. Die gewaltigen Verschiebungen, denen Herr Rothpletz[2]) das Wort redet, sind wohl nur harmlose Phantasien am Schreibtische, die mehr der herrschenden Mode als den Thatsachen entsprechen.

Mürtschengruppe.

Unter dieser Bezeichnung sei jener Eckabschnitt der Glarner Berge verstanden, welcher westlich gelegen einer Linie die Murg mit Schwanden verbindet, in Nord und West von den Thälern der Linth und des Wallensees begrenzt wird und dessen höchsten Gipfel der Mürtschenstock bildet. Das eingehende Studium dieses Gebirgsabschnittes muss jedem auf das Dringlichste empfohlen werden, der sich ein Verständniss für die verwickelten Lagerungsverhältnisse in den Glarner Bergen schaffen will. Nicht also der Sentis mit seinem complicirten Wellenbaue, sondern die Mürtschenstockgruppe mit ihren mosaikartig ineinandergreifenden Resten der verschiedensten Schichtgruppen kann als Modell gelten für den weiteren Bezirk der Glarner Berge. Dabei ist es besonders die unmittelbare Umgebung des Mürtschenstockes, welche in die Verhältnisse den besten Einblick gewährt.

Schon bei einer flüchtigen Betrachtung der östlich von Glarus und Enneda sich zu den Gipfeln des Schild erhebenden Steilwände muss sich jedem die Frage aufdrängen, wie es komme, dass hier der mächtig entwickelte Hochgebirgskalk direct auf dem Repräsentanten der Röthigruppe, auf Vauskalk auflagert. Wo sind die grossen Massen der liasischen Schichtgruppe hingekommen, die wir hier normal zwischen Vauskalk und Hochgebirgskalk treffen sollten?

Die lückenhafte Schichtfolge auf dem Glarner Abhange des Schild bildet den Gewölbschenkel der Glarner Doppelfalte, so dass von irgend einer mysteriösen Verquetschung des Lias an dieser Stelle nicht im Entferntesten die Rede sein kann. Dessen Fehlen lässt sich also

---

[1]) Mech. d. Geb. I, pag. 230.

[2]) Rothpletz, Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., Bd. 35, 1883, pag. 134.

vernünftigerweise nur auf zweierlei Art erklären. Entweder ist der Lias an den Stellen, wo er unter dem Oberjura fehlt, gar nicht zur Ablagerung gekommen, oder derselbe ist schon vor Absatz des Oberjura durch Denudation entfernt worden.

Gegen die erstere Annahme spricht gar zu klar der Umstand, dass der Lias in der ganzen nächsten Umgebung auf dem linken Linthabhange, auf dem Salengrate bei Schwanden und besonders im ganzen benachbarten Wallenseegebiete mächtig und normal entwickelt auftritt. Ja, er findet sich sogar auf der Meerenalpe unter dem Mürtschen selbst in Form einer Untergrundklippe in die Masse des Hochgebirgskalkes vorragend. Gerade dieses Vorkommen zeigt wohl so klar wie möglich, dass der Lias auch in der Mürtschengegend zur Ablagerung kam, und dass nur ausgiebige Denudation, die dem Absatze des Oberjura voranging, die Liasserie streckenweise entfernt haben kann. Hält man an diesem Gesichtspunkte fest, dann lassen sich auch die übrigen verwickelten Erscheinungen entlang der unteren Juragrenze, wie sie besonders in der Gipfelregion der Mürtschengruppe auftreten, sehr leicht erklären und begreifen. Machen wir zu diesem Zwecke einen Gang um den Mürtschenstock.

Von Glarus den Schichtenkopf des vom Schild her sanft nach NW abfallenden Hochgebirgskalkes verquerend, erreicht man in etwa einer Stunde die flache Terrasse von Otschlag und bald darauf eine zweite, gegen das Linththal sanft abdachende grössere Weidefläche, die Ennetberge. Schon beim Anstiege von Otschlag gegen die Ennetberge findet man, vielfach unterwegs anstehend, dunkelleberbraune Mergelschiefer, die auch oben auf der Fläche der Ennetberge ziemliche Verbreitung haben und mit dem Oberjurakalke in keiner weiteren stratigraphischen Verbindung stehen, wie man dies besonders gut bei der Alpe Heuboden unter den Abstürzen des Fähristockes beobachten kann. Diese Schiefer haben die meiste Aehnlichkeit mit den Seewermergeln im Vorarlbergischen und bedingen die Fruchtbarkeit der Wiesenbodens der Ennetberge. Ansteigend von den Ennetbergen gegen die mittlere Fronalpe verquert man die obere Partie des Hochgebirgskalkes und ist nicht wenig überrascht, gegen die Höhe des Sattels zwischen Fronalpstock und Fähristock, auf welchem Sattel die obere Fronalpe liegt, unvermittelt auf Verrucano zu stossen, auf welchem zu beiden Seiten des Passes der Hochgebirgskalk des Fähristocks und Fronalpstocks direct auflagert. Erst gegen die Plattenalp hin bemerkt man über dem Verrucano auch einzelne Reste von Vanskalk erhalten.

Auf dem Ostabfalle des Fronalpstock gegen das Thal der Plattenalp sieht man das Verhältniss des alten Untergrundes zu dem unconform darüber lagernden Hochgebirgskalk in seltener Klarheit aufgeschlossen. Man sieht hier in einem klaren Aufrisse, wie der Verrucano eine wahre Untergrundklippe bildet, an welcher discordant, je weiter nach oben immer höhere Lagen des mächtigen Oberjurakalkes abstossen.

Vom Passe gegen die Plattenalpe absteigend trifft man im Hintergrunde dieser letzteren, in Form eines von der rückwärts schreitenden

Erosion vorderhand noch verschonten kleinen Restes, flach gelagerte Neocomkalke, die im Westen an der erwähnten Verrucanoklippe direct abstossen, im Osten über und an den Hochgebirgskalk des Mürtschen unconform gelagert sind. Der Neocomkalk liegt hier klar in einem alten Erosionscircus, der nach Ablagerung des Oberjurakalkes sich in diesem gebildet hat. Ebenso unregelmässig und zum Theil in wahre Erosionslöcher dieser Neocomkalke eingelagert, liegen Reste von nummulitenreichem Eocän, wie schon Herr Professor Mösch[1]) angibt: „Am südlichen Ende der Plattenalp kommt zwischen Kreidegesteinen eingequetscht ein zwei Meter starkes Nummulitenkalkriff vor." Das eingequetschte Nummulitenkalkriff ist begleitet vom Seewerkalk[2]). Auch wenn man oben über die Fläche der Neocomkalke hin von der oberen Fronalp nach dem Sattel südlich vom Mürtschenstock geht, trifft man an zwei Stellen Nummulitengestein in wirkliche Erosionslöcher des Neocomkalkes eingelagert. Das Neocom erlitt also hier, wie anderwärts, schon vor Ablagerung der obercretacisch-eocänen Schichtgruppe weitgehende Erosionen, muss sonach vor der dieser Schichtgruppe entsprechenden Transgression trocken gelegen haben.

Auf dem Passe südlich des Mürtschen liegt der in einigen prachtvollen, genau NO-SW, also normal streichenden Falten steil aufgerichtete Hochgebirgskalk direct über Verrucano, ähnlich wie bei der oberen Fronalpe. Erst beim Abstiege zur Mürtschenalpe und den Südabfall des Mürtschenstockes gegen Bärenboden hin verfolgend, trifft man zwischen der Basis des Hochgebirgskalkes und dem alten Verrucano-Untergrunde einige weitere Bildungen. Zunächst auf dem Verrucano aufruhend und in seiner Mächtigkeit rasch wechselnd Vanskalk, der an der Basis in eine zellige, brecciöse Rauhwacke übergeht. Auf diesem aufruhend, jedoch conform zu dem höheren Hochgebirgskalk gelagert und nur wenig mächtig entwickelt, zunächst Eisenoolith, ähnlich jenem beim Oberbleggisee, darüber unregelmässig knotige, rostfleckige Kalkschiefer, die mit dem Hochgebirgskalke durch Uebergänge verfliessen, Schiltkalk. Am besten sind die beiden letzterwähnten Glieder auf dem Passe zwischen Mürtschen und Bärenboden aufgeschlossen, wo der resistente Eisenoolith eine kleine auffällige Terrasse am Fusse der Mürtschenmasse bedingt.

Wie gesagt, bilden die beiden Glieder mit dem Hochgebirgskalke eine zusammengehörige, concordante Schichtgruppe und ruhen oben auf dem Passe unter dem Bärenboden direct über Vanskalk. Erst tiefer auf der Meerenalpe, zwischen Alpfirzstock und dem nördlichsten der drei Gipfel des Mürtschenstockes, schiebt sich auf einmal unvermittelt eine Partie von Lias ein, deren Verhältniss zu der oberjurassischen Schichtfolge am Ostabhange des Mürtschen über der Meerenalpe prachtvoll entblösst ist (vergl. Fig. 4, Taf. IV). Wir finden also erst hier tief unten auf der Meerenalpe den Schichtenkopf der liasischen Serie, die wir normaler Weise schon oben auf dem Passe und am Südostabfalle des Mürtschen zwischen Vanskalk und Oberjura hätten treffen sollen, quer über das Thal der Meerenalpe

[1]) Mösch, Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, XIV, pag. 179.
[2]) l. c. pag. 181.

vom Alpfirzstock in SW, also normal streichend und in die Masse des Mürtschen wie eine echte Klippe hineinragend.

Die Liaspartie ist stark verbogen, eine Eigenthümlichkeit, die der Lias im ganzen Glarner Gebiete zeigt, und besteht im Wesentlichen aus drei Abtheilungen. Zu unterst grellrothe Quartenschiefer unconform über dem Vanskalke lagernd. Darauf durch Uebergänge vermittelt ein mächtiges Quarzitlager und zu oberst dunkle Kalkmergel, die besonders unter dem Alpfirzstock gut entwickelt sind. Es ist von Interesse, schon hier darauf aufmerksam zu machen, dass die sog. Quartenschiefer immer in innigem Zusammenhange mit der Liasserie auftreten und gewöhnlich deren normale Basis bilden, so im Mageréugebiete, so auf dem Klausenpasse und so auch hier in der Mürtschengruppe. Die Quartenschiefer scheinen nach dieser ihrer Lagerung ein Aequivalent der Kössener Schichten zu sein. Unter dem Alpfirzstock nordwärts lassen sich die Liasbildungen bis in die Gegend der Alpe im Gäsi verfolgen. Weiter abwärts zum Wallenstädtersee liegt aber der Jura wieder direct unconform auf Verrucano.

Wenn man also den Schichtenkopf des Oberjura von Glarus bis an den Wallenstädtersee verfolgt, trifft man denselben je nach Umständen auf Verrucano, auf Vanskalk, auf Lias, d. h. auf die verschiedensten Glieder der älteren Schichtserie unmittelbar auflagernd. Denkt man sich den Oberjura sammt Allem, was darauf liegt, weg, und fasst nur dessen Untergrund ins Auge, so stellt dieser ein gewöhnliches denudirtes Gebirge vor.

Verfolgt man den Weg von der Meerenalp nach dem Kerenzenberge, dann hat man bald den liasischen Untergrundriegel verquert und steht bei der Alpe Altstaffel wieder auf Hochgebirgskalk, der nun auf längere Strecke den Untergrund des Kerenzenberges bildet. Erst durch das Furkeli verquert man eine von Hochmatt bis an den Wallensee sich ziehende steile Wand, den beginnenden Schichtenkopf der neocomen Kalkserie, die jenseits des tief eingerissenen Thales der Plattenalpe in den Wänden des Neuenkamm ihre Fortsetzung findet.

Sonderbar berührt es, wenn man, von dem Furkeli abwärts steigend, am Ausgange des Plattenalpthales, tief im Fond desselben zwischen die Wände des Neocom eingebettet, Gault trifft, der sich von hier, an die verschiedenen Abstürze der neocomen Kalke angelagert, einerseits auf die gegen das Thälchen des Filzbaches abdachende Fläche des Neuenkamm, anderseits bis in die Tiefe des Ortes Filzbach verfolgen lässt. Im Thälchen des Filzbaches liegen Seewer und nummulitenreiches Eocän auf dem rudimentären Gault. Die ganze Serie stosst aber unconform ab an dem Oberneocomkalke des Hochfahrlen. Die gleiche Schichtgruppe, Gault-Seewer-Eocän, lässt sich aus der Gegend von Filzbach in Form eines langen Streifens verfolgen, der unconform einem weit hinstreichenden Schroffen von Urgonkalk anlagert, der vom Liriberg bei Filzbach bis in die Gegend von Beglingen zieht und die ebenerwähnten jüngeren Bildungen vor Denudation geschützt hat. Die unconforme Lagerung dieses Streifens ist hier eine ähnliche wie die auf der Terrasse der Wiggis-

alpe bei Näfels, oder jene der isolirten Lappen am Bahnhofe von Nettstall oder am Fusse des Vorderglärnisch bei Glarus.

Resumiren wir die Beobachtungen in dem Gebirgsabschnitte des Mürtschen, so ergibt sich, dass die Gesammtheit der diesen Gebirgsabschnitt constituirenden Sedimente in sechs von einander unabhängige Elemente oder disparate Schichtgruppen zerfällt. Diese sind: 1. Der die Basis bildende mächtige Verrucano; 2. Unconform auf diesem gelagert, als Repräsentant der Röthigruppe, der Vanskalk; 3. Darüber, mit den Quartenschiefern beginnend, die Liasgruppe; 4. Die durch das mächtige Glied des Hochgebirgskalkes auffallende Juragruppe mit dem Schiltkalk und Eisenoolith an der Basis; 5. Das Neocom und 6. Die obercretacisch-eocäne Gruppe. Jede folgende dieser Gruppen liegt auf einem durch Denudation bereits angenagten und modelirten Untergrunde einer oder mehrerer der vorhergehenden, zum Beweise, dass sie von denselben durch eine Trockenperiode getrennt ist.

Am interessantesten und für die Beurtheilung der Glarner Doppelfaltentheorie am folgewichtigsten ist das Verhältniss der in erster Linie durch den mächtigen Hochgebirgskalk repräsentirten Juragruppe zum älteren Untergrunde. Wenn diese Gruppe, wie wir eben gesehen, schon in der Gegend des Mürtschen transgressiv auftritt, um wie viel mehr in den höheren Partien des Hochgebirges. Es ist vielleicht nicht überflüssig, noch einmal darauf aufmerksam zu machen, dass alle die hier angeführten Erscheinungen innerhalb des Gewölbschenkels des Nordflügels der Glarner Doppelfalte sich abspielen, wo von Verquetschungen und Auswalzungen wohl keine Rede sein kann. Sie unterscheiden sich aber trotzdem in gar nichts von jenen Erscheinungen, die man weiter drinnen im höheren Gebirge beobachtet.

Spitzmeilengruppe.

Von nicht geringem Interesse für das Studium der Lagerungsverhältnisse in den Glarner Bergen ist ferner die Gipfelregion, welche die Wasserscheide bildet zwischen den Thälern des Schilzbaches, Krauch- und Mühlebaches, und die wir nach dem Vorgange des Herrn Professors Mösch unter der obigen Bezeichnung begreifen wollen.

Mächtig entwickelter Verrucano bildet auch hier die Basis der zumeist nur auf den Gipfelgräten erhaltenen jüngeren Bildungen, die vorwiegend der Röthi- und Liasgruppe angehören und unconform auf ihrer Unterlage aufruhen. Sehr gut aufgeschlossen und leicht zugänglich findet sich die über dem Verrucano auftretende Schichtserie z. B. auf dem langen, NO-SW ziehenden Grate zwischen Weissmeilen und Gulderstock. Man findet über dem Verrucano, und zwar nicht concordant gelagert, ein in seiner Mächtigkeit sehr wechselndes, ja an manchen Stellen, wie z. B. unter dem Magereu gegen Gogayen hin an der Basis der Liasgruppe ganz fehlendes Lager eines dichten, harten, lichtgrauen, splitterigen Kalkes, der gelb anwittert und an den angewitterten Flächen wie zerhackt aussieht. Es ist dies der Repräsentant der Röthigruppe, der Vanskalk. Aehnlich wie unter dem

Mürtschen geht der Vanskalk auch an manchen Stellen in der Spitzmeilengruppe an seiner Basis in zellige Rauhwacke über, so z. B. südlich des kleinen Sees auf den Kämmen unter dem Weissmeilen.

Unconform über dem Vanskalk gelagert erscheint die in sich concordante Schichtfolge der Liasgruppe. Dieselbe beginnt mit den durch ihre grelle kirschrothe Färbung auffallenden Quartenschiefern, zwischen welche sich hie und da Quarzitbänke einschieben, die nach oben die Schiefer verdrängen und ein zusammenhängendes Lager von über 2 Meter Mächtigkeit bilden. Die Quartenschiefer hängen also ähnlich wie unter dem Mürtschen auch hier auf das Innigste mit dem hangenden Lias zusammen. Aus dem grobbankigen Quarzit, der die Quartenschiefer abschliesst, entwickeln sich nach oben zunächst quarzitische Schiefer, den Uebergang bildend zu weichen, grauen, seidenglänzenden, kalkigen Thonschiefern, die eine Menge von linsenförmigen, aus der weichen Grundmasse leicht herauswitternden Kalkputzen enthalten. Höher folgen mächtig entwickelt und bis zur Spitze des Gulderstockes anhaltend kalkreiche Quarzite in mässig dicken Bänken.

Die gleiche Schichtfolge setzt den Kamm des Magereu zwischen dem Gogayen und Weissmeilen und dessen südöstliche Fortsetzung, den Grat von Spitzmeilen zum Weissgantstöckli zusammen. Nur unter der Spitze des Weissmeilen findet sich eine Abweichung insofern, als hier die Liasserie mit einer Kalkbreccie und einem kleinen Gypsvorkommen beginnt, was bei der transgressiven Natur derselben nicht weiter überrascht.

Mehr Interesse als die Schichtfolge beansprucht die Tektonik der über dem Verrucano lagernden Sedimente auf dem Grate von Gogayen bis Weissmeilen, wo wir einen normalen, d. h. genau zum Streichen senkrechten Querriss erhalten, der hier in einer auch für die Gipfelregionen seltenen Klarheit aufgeschlossen ist (vergl. Prof. I, Taf. IV). Der Verrucanograt des Gogayen trägt einen kleinen Rest von Vanskalk und Lias (Planorbis-Horizont nach Mösch) [1]). Gegen den Magereu zu zeigt aber der flach liegende Verrucano des Gogayen einen auffallenden Steilhang, an welchem die liasische Schichtfolge des Magereu unconform abstosst. Auf der anderen Seite biegt zwischen dem Weissmeilen und Spitzmeilen der Verrucano plötzlich auf, wodurch auch das Lager des Vanskalkes steil aufgerichtet wurde. Durch diese Hebung erscheint die Liaspartie des Magereu an das Stauungshinderniss des Gogayen angepresst, und in Folge dessen in der auffallendsten Weise verdrückt (vergl. Prof. I., Taf. IV). Das tektonische Verhältniss ist hier genau dasselbe, wie es oben für das in den Thälern liegende Eocän angeführt wurde, nur ist es hier oben in der Gipfelregion bei der mangelnden Bedeckung klarer und wegen seiner Kleinheit viel übersichtlicher. Die kleinen Wellen der verdrückten Liaspartie des Magereu streichen übereinstimmend mit der grösseren Untergrundwelle des Weissmeilen NO—SW, also normal. Auch östlich vom Weissmeilen erscheint die Liaspartie des Spitzmeilen an die hier etwas vorragende Verrucanobasis unconform angelagert. Ueber

[1]) Mösch, Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, XIV, pag. 165.

die Fläche der Vansalpe hin ist die Liasdecke unterbrochen und erscheint erst wieder in den Gipfelgräten nördlich vom Schnürgrat und der Alpe Wallenbütz in flacher Lagerung und mit den bereits geschilderten Vorkommen übereinstimmender Entwicklung.

Ganz in Uebereinstimmung mit der unconformen Anlagerung des Lias an der Ostseite sowohl des Gogayen als des Weissmeilen findet sich auch ein kleines Vorkommen von Lias und Jura am Ostabfalle des Heustock im Mühlebachthale (vergl. Prof. II, Taf. IV), welches Herr Professor Mösch[1]) zuerst genau untersucht und beschrieben hat. Es ist dies ein isolirter Denudationsrest, der ehemals mit dem Lias des Magereu offenbar in unmittelbarer Verbindung stand und, wie Professor Mösch (l. c. pag. 160) angibt, noch jetzt wenigstens durch das unterste Glied, den Quartenschiefer, damit zusammenhängt, und der so recht klar die unconforme Anlagerung der Liasserie an die alte Verrucanomasse des Heustock zu illustriren geeignet ist. Von Professor Mösch wurde folgende Schichtfolge festgestellt. Ueber der Verrucanobasis zunächst hellrothe Quartenschiefer, darüber 10 Fuss dunkelbraune schiefrige Kalkbänke, sodann 3 Fuss Lias-Quarzit und 20 Fuss brauner, sandiger Kalkstein. Darüber 1 Fuss eisenschüssige oolithische Bank mit *Belem. giganteus*, 21 Fuss späthiger Kalk, 2 Fuss dunkel rostbrauner Eisenoolith mit *Amm. Parkinsoni*, *A. arbustigerus*, *A. Martinsi*, *A. Bakeriae*, *A. Lamberti*, endlich den Gipfel der Kuppe bildend 25 Fuss unregelmässig schiefrige Bänke mit *Amm. plicatilis* und *A. crenatus*.

Das Interesse an diesem unconform lagernden isolirten Vorkommen steigert sich, wenn man dessen auffallende Analogie zu dem ganz ähnlichen Vorkommen am Fusse des Bützistöckli hinter dem Saasberge ins Auge fasst. Auch hinter dem Saasberge haben wir es mit einem isolirten und ähnlich unregelmässig gelagerten Vorkommen der gleichen Bildungen zu thun. Die Sachlage wird nur noch etwas complicirter durch das Hinzutreten eines weiteren Gliedes, des Röthidolomits, sowie den Umstand, dass die jüngeren, unconform anlagernden Sedimente den Fuss des Bützistöckli von drei Seiten umgeben und so auf den ersten Blick den Eindruck machen, als würden sie unter dem Bützistöckli durchziehen, was jedoch schon aus dem Grunde nicht der Fall ist, weil die Sedimentfolge auf der Diesthalseite und auf der Durnachseite gar nicht übereinstimmt, was doch im Falle einer Durchlagerung nothwendig vorkommen müsste. Die Unmöglichkeit der Annahme einer einfachen Durchlagerung widerspricht aber ebenso der von Professor Heim vertretenen Anschauung, als der von mir seinerzeit geäusserten Ansicht[2]), dass wir es hier mit irgendwelchen Vorläufern der Verrucanoreihe zu thun hätten, und zwingt vielmehr zu der Vorstellung, dass die jüngeren Sedimente an die alte Masse des Bützistockes angelagert sind. Am Durnachabhange sind die Aufschlüsse leider nicht klar genug, um eine directe Bestätigung dieser Ansicht zu finden. Um so klarer liegen aber die Verhältnisse auf der Westseite des Bützistöckli gegen das

[1]) Mösch, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz XIV., pag. 159.
[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 48.

Diesthal. Man sieht hier die jüngeren Sedimente in eine wirkliche Erosionsmulde des Saasbergkalkes eingelagert und an die Schichtköpfe des Kalkes anliegend, ein Umstand, der aufs Klarste beweist, dass schon vor Ablagerung der jüngeren Bildungen der Kalk des Saasberges zu Tage lag. Soweit man die Sedimentreste am Fusse des Bützistöckli studirt hat, gehören dieselben drei verschiedenen Schichtgruppen an, die sich in anderen Theilen des Gebietes als von einander ganz unabhängig gelagert erweisen, nämlich der Röthigruppe, der Liasgruppe und zum Theile der Juragruppe, von deren jeder sich hier, weil in dem Einschnitte zwischen Bützistock und Saasberg vor Denudation geschützt, kleine Reste erhalten haben, die dann allerdings in sehr unregelmässiger Weise übereinander greifen und so ein nur allzuschwierig aufzulösendes Mosaik darbieten. Bei so bewandten Umständen wird die Wiederholung der gleichen Schichtfolge auf verschiedenen älteren Terrassen leicht begreiflich, ohne dass man zu der Annahme von weiter nicht erweisbaren Brüchen und Verfaltungen genöthigt wäre. Ein weiteres ähnliches isolirtes Vorkommen dürfte jenes auf dem Bärenboden am Südabhange des Kammerstockes sein [1]).

Foopass.

Eine sehr instructive Stelle in den Glarner Bergen ist ferner die Gegend des Ruche nördlich von Foopass. Wenn man von Elm aus auf dem rechten Hange des Unterthalbaches nach dem Foopasse geht, bewegt man sich auf lange Strecke in der directen Fortsetzung der echten eocänen Thonschiefer von Elm. Dieselben sind besonders in der tiefen Schlucht, welche die Raminalp durchsetzt, schön aufgeschlossen und halten bis in die Gegend der Alpe Matt unter dem Foopasse in typischer Entwicklung an. Jenseits der Bachrinne aber, in welcher die Alpe Matt liegt, und besonders schön in der steilen Wand, in welcher die Fläche der Werralpe gegen den Foopass abfällt, aufgeschlossen, findet man mächtig entwickelte Quarzite, die mit den Quarziten des Lias im benachbarten Mageraugebiete die grösste Aehnlichkeit haben. Diese Quarzite bilden ziemlich steil SSO einfallend den ganzen Grat des Foopasses und enthalten auf der Passhöhe, deren Einschnitt hiedurch bedingt erscheint, eine Einlagerung von dunklen Kalkmergelschiefern. Interessant ist das Verhältniss, in welchem die Quarzite, die auch den ganzen Grat, der vom Foopasse nordwärts zum Foostöckli zieht, zusammensetzen, zu der alten Untergrundklippe des Foostöckli stehen. Das Foostöckli bildet einen südwestlichen Ausläufer des Ruche und besteht, so wie der Ruche selbst, in seiner Spitze aus Verrucano. Darunter sehr regelmässig die Lochsitenkalkbank, die hier, wie überall, mit den normal in ihrem Liegenden erscheinenden Kalkphylliten auf das Innigste verfliesst. Die Kalkphyllite sind hier typisch entwickelt und besonders gut auf dem Grate aufgeschlossen, der vom Footöckli NW gegen das Krauchthal ausläuft. Die ganze Schichtfolge des Foostöckli,

[1]) Vergl. Heim, Mech. d. Geb. I, pag. 170.



sowie des Ruche liegt nahezu horizontal, kaum merklich in NW abflachend. Dagegen sind die Quarzite des Foopasses, besonders gegen das Foostöckli hin, ziemlich steil aufgerichtet, fallen, wie schon erwähnt, SSO und stossen, wie man hier einmal direct beobachten kann, nicht nur an den Kalkphylliten, sondern auch an dem Lochsitenkalke unconform ab (vergl. Prof. II, Taf. IV).

Eine ganz ähnliche Erscheinung der unconformen Anlagerung zeigt sich, vom Foopasse aus gesehen, auch an der SO-Ecke des Ruche, wo man an den Schichtenkopf der nahezu horizontalen Lochsitenkalkbank steil SO fallende dunkle Schiefer angelagert sieht. Ob dieselben mit dem Eocän des Weisstannenthales zusammenhängen, konnte ich nicht untersuchen.

Die Quarzite des Foopasses scheinen übrigens auch am Westabhange des Sardonen grosse Verbreitung zu haben, und ich zweifle nicht, dass sich bei eingehender Untersuchung ein directer Zusammenhang derselben mit dem weiter unten zu besprechenden Vorkommen am Panixerpasse erweisen liesse, wo dieselben klar unter echtem Hochgebirgskalke liegen. Von dem echten Eocän der Glarner Thäler dürften also nicht nur grosse Massen von alten Kalkphylliten, sondern auch grosse Massen von liasischen Bildungen zu scheiden sein, die man bisher mit dem Eocän vereinigt hat.

Auch der Abstieg vom Foostöckli gegen das Krauchthal ist sehr instructiv. Wie bereits erwähnt, besteht der Grat, der vom Foostöckli in NW ausläuft, aus den alten Kalkphylliten, und man kann dieselben auf dem ganzen steilen Abhange, auf dem man gegen das sogenannte Bützi absteigt, bis in die Tiefe des letzteren verfolgen. Das Bützi stellt ein weites, in die alten Bildungen des Ruche (Verrucano, Lochsitenkalk, Kalkphyllit) tief hineingreifendes, circusartiges Kahr vor mit einem alten Seeboden im Grunde. Der ehemalige See erscheint gestaut durch Kalkbänke, die sich wie ein Riegel quer vor die Oeffnung des Kahrs legen und in grosser Menge Nummuliten führen. Wir treffen also hier in der Tiefe des Bützi die ersten an den Fuss der alten Gipfelmassen anlagernden Eocänbildungen, die von hier an in grossen steilen Abstürzen bis in die Tiefe des Krauchthales anhalten. Die Situation auf dem Bützi hat die allergrösste Analogie mit den von mir anderwärts[1]) geschilderten Verhältnissen im obersten Theile des Kühalpthales am Ostabhange der Freiberge.

Panixerpass.

Von der Alpe Unterstaffel, etwa eine Stunde SW oberhalb Elm, führt ein vielbegangener bequemer Steig durch das steile, wilde Seitenthälchen des Jätzbaches zum Panixerpasse. Der Eintritt in das Thälchen erfolgt durch eine enge Schlucht, welche tief in dunkle eocäne Schiefer eingewaschen ist. Diese Schiefer bilden die unmittelbare südwestliche Fortsetzung der Plattenschiefer von Elm und fallen, wenn man von einigen untergeordneten Biegungen absieht, im Allgemeinen ziemlich steil S gegen den Berg ein. Ihre obere Grenze wird be-

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 44.

zeichnet durch eine mächtige Bank von Nummulitenkalk, über deren Schichtenkopf der Bach in einer Cascade herabfällt. Durch das Zurückgehen des Wasserfalles wurde in die Kalkbank eine Art Circus eingewaschen, in dessen Tiefe die Alpe im Loch liegt. Die Nummulitenkalkbank bedingt die erste steile Thalstufe, welche der Weg auf dem rechten Hange in einigen Serpentinen überwindet. Hat man diese Stufe erreicht, sieht man sich auf der Alpe Oberstaffel im Grunde eines zweiten, dem tieferen ähnlichen Circus und am Fusse einer zweiten Thalsperre, dem Schichtenkopfe einer nahezu horizontal, also unconform zu dem tieferen Eocän gelagerten Schichtserie. Diese besteht, soweit der Aufschluss reicht, aus drei concordanten Gliedern. Zunächst unter dem Schroffen, der den Hintergrund der Oberstaffelalpe bildet, gut aufgeschlossen dunkle mergelige Kalkschiefer, darüber ein mächtiges Lager von Quarzit, über welchem, der Weitung des Walenbodens entsprechend und dieselbe bedingend, abermals dunkle Kalkschiefer folgen. Von diesen drei concordanten Gliedern lässt sich besonders das Quarzitlager am rechten Gehänge bis in die Gegend der Alpe im Loch klar verfolgen und bildet hier ein steiles Knie, an dem sich jedoch der darauflagernde mächtige Hochgebirgskalk auffallenderweise nicht betheiligt. Auf den ersten Blick könnte man glauben, dass diese Schichtfolge über dem Eocänen liege. Dies ist jedoch bei näherer Betrachtung nicht der Fall, sondern das Eocän zieht an den Quarzitschroffen discordant angelagert an diesem vorbei. Aus der Gegend über der Oberstaffelalp sieht man die unconforme Grenze des Eocänen gegen die ältere Wand sehr gut, besonders an der Stelle, wo diese Grenze durch eine vom Spienken abwärts gegen die Lochalpe ziehende Runse bezeichnet ist, deren eine Seite von den aus der Thaltiefe steil aufsteigenden Eocänschiefern gebildet ist, während die andere aus dem von oben herab kommenden Quarzit höher aus Oberjura besteht, die beide in dieser Runse unconform an das Eocän stossen. Die petrographische Beschaffenheit der Schichtfolge über dem Oberstaffel entspricht auch keineswegs dem echten Eocän, sondern vielmehr derjenigen des Lias, wie man ihn über dem Urnerboden oder im Mageraugebiete beobachten kann. Ueber dem Walenboden liegt dem Lias, wie im ganzen übrigen Gebiete mit scharfer Grenze, echter Hochgebirgskalk auf. Dieser zieht, an den Nord- und Ostabfall des alten Vorabstockes angelagert, in mächtiger Entwicklung quer über das Thal des Jätzbaches, und dessen untere Partie bildet eine dritte auffallende Thalstufe, die der Weg in einer vom Rinkenkopf herabkommenden Schutthalde steil ansteigend gewinnt, um weiter in eine enge Schlucht einzutreten, die eine nach West vorspringende Partie der Hochgebirgskalkmasse, den Rinkenkopf, theilweise isolirt. Durch diese zum Theile firnerfüllte Schlucht erreicht man nach kurzem Anstiege eine kleine Weitung unter der Passhöhe, das Panixerpass-Seeli. Gegen dieses Seeli biegt der Hochgebirgskalk steil auf und ist dessen untere Grenze gut aufgeschlossen. Man sieht, dass der Hochgebirgskalk nach unten übergeht in eine wenig mächtige Partie rostgelb gefleckten, uneben flaserigen Kalkschiefers, Schiltkalk, an dessen Basis sich eine an organischen Trümmern reiche Eisenoolithbank findet.

Die beiden letzteren Glieder sind, ähnlich wie unter dem Mürtschen, concordant zum Hochgebirgskalk gelagert und bilden mit ihm eine zusammengehörige Gruppe, verhalten sich dagegen unconform zu dem im Liegenden derselben auftauchenden Liasquarzit, demselben, den wir schon tiefer über der Oberstaffelalpe getroffen haben, der also unter dem Oberjura offenbar durchzieht und weiter hinauf, mehrfach mit dunklen Kalkschiefern wechselnd, den grössten Theil der Passhöhe zusammensetzt. Auf der Südseite des Seeli setzt über dem Lias auch der Hochgebirgskalk in einem langen Schroffen bis auf die Passhöhe fort. Derselbe ist an den sammt seiner Lochsitenkalkunterlage unter dem Gipfel des Piz Mar steil gegen den Pass abwärts biegenden Verrucano, unter der Sether-Furca zum Theil an einen röthidolomitischen Rest, angelagert.

Der steile Abfall des Verrucano und seiner normalen Basis, des Lochsitenkalkes, gegen den Pass hin [1]) erklärt die Möglichkeit eines auffallenden Vorkommens von Verrucano am Seeli. Bald nämlich hinter der unteren Grenze der jurassischen Kalkmasse des Rinkenkopf taucht aus dem Quarzite eine kleine Klippe von Verrucano auf und belehrt uns so über die Beschaffenheit des Untergrundes, auf dem der Lias ruht. Mit der tiefen Lage der Verrucanoklippe am Seeli stimmt auch sehr gut der Umstand, dass am Kalkhorngipfel der Verrucano steiler nach SO einfällt, als am Vorab (vergl. Prof. III, Taf. IV).

Hinter der Verrucanoklippe treffen wir am Seeli noch eine weitere Erscheinung von untergeordneter Bedeutung. Hier liegt nämlich, in eine Vertiefung des Quarzits eingelagert und durch Erosion von der grossen Masse des Rinkenkopfs getrennt, noch eine kleine Partie von Hochgebirgskalk mit den beiden obenerwähnten Gliedern an der Basis. Verfolgt man die Partie nach aufwärts, so kann man sich überzeugen, dass dieselbe oben ruhig mit der grossen Masse des Rinkenkopfs zusammenhängt. Die erste Veranlassung zu ihrer theilweisen Isolirung mag wohl die störende Verrucanoklippe im Untergrunde gegeben haben.

Die auf den ersten Blick verwickelten Erscheinungen auf dem Panixerpasse erklären sich also sehr einfach und natürlich, wenn man sich darüber klar wird, dass die verschiedenen Schichtgruppen nicht durch irgend welche unbegreifliche mechanische Vorgänge, sondern hauptsächlich schon durch ursprünglichen Absatz an die Stellen gekommen sind, an denen wir sie heute treffen. Wir finden am Panixerpasse dieselben Erscheinungen der unconformen Lagerung, und was noch bezeichnender ist, auch die gleichen Schichtgruppen, die wir schon in anderen Theilen des Gebietes kennen gelernt haben. Es handelt sich nur um ihre sorgfältige Ausscheidung, eine Aufgabe, die allerdings schon wegen der schweren Gangbarkeit des Terrains durchaus nicht zu den leichten gehört.

Die von Herrn Escher in der Gegend des Panixerpasses gesammelten Petrefacten stammen aus der Halde des Rinkenkopfs, sonach aus echtem Hochgebirgskalk, der aber hier ebensowenig als anderswo mit dem Lochsitenkalke etwas zu thun hat. Was Herrn

[1]) Vergl. Heim, Mech. d. Geb. I, pag. 192.

Escher zu der so folgenschweren Annahme der Identität beider Kalke veranlasst hat, mag wohl nur der Umstand sein, dass am Nordabfalle des Vorab der angelagerte echte Hochgebirgskalk in gleicher Höhe mit dem Lochsitenkalke liegt, diesen zum Theil maskirend, so dass jemand, der das Band des Lochsitenkalkes von den Mannen gegen Vorab hin verfolgt und in dessen Fortsetzung auf die grossen Massen des Hochgebirgskalkes trifft, leicht zu der falschen Vorstellung kommen kann, man habe es hier mit einer Anschwellung des Lochsitenkalkes zu thun.

Aehnliche Verhältnisse, wie wir sie auf dem Panixerpasse kennen gelernt haben, lassen sich in dem obersten Theile des Thales von Panix und auf der Alpe Ranasca beobachten. Die jüngeren mesozoischen Bildungen füllen hier bis in die Nähe des Dorfes Panix ein weites altes Erosionskahr auf, dessen Begrenzung in Ost und West durch die vom Crap Ner und Crap Surschein südlich abwärts ziehenden alten Verrucanogräte, nördlich durch die alten Stöcke des Vorab- und Hausstockgebietes gegeben ist. Die Verrucanobildungen der beiden erwähnten Gräte liegen nicht über den jüngeren Kalken auf, sondern ragen als klippenartige Unebenheiten des älteren Untergrundes über die schon ursprünglich zwischen dieselben abgelagerten kalkigen Sedimente. Denkt man sich also das Profil durch einen dieser Gräte gelegt, wie in Prof. III, Taf. IV, so trifft der Schnitt keine der links und rechts an dem Grate anliegenden kalkigen Schichtfolgen, sondern nur den Verrucano, aus dem der Grat besteht, und tiefer die normal in dessen Basis erscheinende Schichtfolge, den Lochsitenkalk und die alten Kalkphyllite, drei Glieder, wie sie z. B. bei Illanz in überstürzter Lagerung am Ausgange des Glennerbachtobels gut aufgeschlossen sind[1]). Das Südende von Prof. III zeigt zugleich den Zusammenhang der Kalkphyllite des Glarnerischen mit den echten Bündnerschiefern südlich vom Rheine.

Die gleichen Erscheinungen wie im oberen Panixerthal zeigen sich auch im Frisal, im oberen Ladral und Val da Ruschein. Erst weiter östlich von Flims an bilden die mesozoischen Kalke eine grössere, mit den Bildungen des Churer Calanda unmittelbar zusammenhängende Decke, welche die alten Klippenstöcke des Flimserstein und Ringelkopf umlagert und im Kalfeuserthale zwischen die alten Massen des Ringelkopf und der Grauen Hörner tief hineingreift.

Bei der kolossalen Höhe, bis zu welcher die älteren Bildungen, nämlich der Verrucano und der sein normales Liegende bildende Lochsitenkalk und Kalkphyllit, in den Grauen Hörnern sowohl, als noch viel mehr im Ringelkopf ansteigen, ist es nur allzu begreiflich, dass in jener Tiefe, bis zu welcher das Taminathal bei Vättis reicht, schon eine der ältesten Bildungen, nämlich die Gneissbasis der genannten älteren Klippenstöcke unter den unconform anlagernden und durch fälschlich für Verrucano aufgefasste Grundconglomerate eingelei-

[1]) Diese Auffassung der Lagerungsverhältnisse am Ausgange des Glennerbachtobels bei Illanz stimmt allerdings nicht mit der Darstellung Herrn Theobald's, der die Schichtfolge bei Illanz nicht als invers, sondern als normal beschreibt. Jahresber. d. nat. Gesellsch. Graubündens, Neue Folge, 5. Jahrg. 1860, pag. 38.

teten mesozoischen Sedimenten zum Vorschein kommt. Auch die Kalkmassen des Calanda sind nämlich an den älteren Untergrund nur seitlich angelagert, was sich besonders für den Hochgebirgskalk gut verificiren lässt, wenn man das Lagerungsverhältniss der isolirten Partien am rechten Abhange des Taminathales in den Gräben unterhalb der Alpen Vindels, Vättnerberg, Ladils näher untersucht. Auch das isolirte Kreidevorkommen auf dem Gelbberge erscheint unter dem gegebenen Gesichtspunkte als kein Räthsel mehr, wenn man sich die Erosionsfurche des Taminathales voll aufgefüllt, d. h. die Schichtfolge des Calanda bis an den älteren Untergrund fortgesetzt denkt, wie dies die punktirte Linie am Ende des Profils I, Taf. IV andeutet.

Wenn man auf einer Uebersichtskarte die Verbreitung der jüngeren Sedimente vom Mürtschen durch die Churfirsten, Gonzen, Fläscher Berg, Churer Calanda und die damit zusammenhängenden Vorkommen auf dem Nordabhange des Vorderrheinthales, ferner durch die isolirten, aber deutlich eine Brücke herstellenden Partien in der Passgegend zwischen Glarus und Bünden zum Selbsanft, Ortstock, Glärnisch verfolgt, so erhält man einen förmlichen Mantel von jüngeren Sedimenten, der den alten Grundstock der Glarner Berge, der aus älteren Bildungen bis inclusive Verrucano besteht, rings einhüllt. Dieser Mantel besteht aber, wie wir gesehen, nicht aus einer einheitlichen, regelmässig concordanten Schichtfolge, sondern aus mehreren, durch Denudationsperioden von einander getrennten, also disparaten Schichtgruppen, die unconform, d. h. unbekümmert um das Alter der Basis, über dem jeweiligen älteren Untergrunde lagern.

Klausenpass.

Werfen wir nun noch einen Blick auf die Verhältnisse in den Bergen westlich von der Linth, so ist die wichtigste Stelle für die uns beschäftigende Frage wohl die Gegend des Klausenpasses.

Von Linththal gegen den Urnerboden ansteigend, verquert man bis in die Gegend der obersten Hütten der Fruttberge das den Thalgrund der Linth füllende Eocän und gelangt sodann an den Schichtenkopf eines schon aus der Gegend von Stachelberg gut zu verfolgenden Kalkzuges, der besonders in der vom Stöckli abwärts ziehenden Bachrinne über dem Wege gut aufgeschlossen ist, und über welchen im weiteren Verlaufe nach SW der Fätschbach in einer Cascade herabfällt. Der Kalk zieht sich auf der Fläche des Kammerstockes hinauf und bildet, NW einfallend, nun auf lange Strecke den Südabhang des Urnerbodens. Ueber demselben treten, auf der Glarner Seite undeutlich aufgeschlossen, rothe Schiefer auf und in der Nähe der Kantongrenze, da wo der Weg im Walde unmittelbar an den Bach herantritt, dunkle, feinblätterige Schiefer, die eine Menge feine Glimmerschüppchen auf den Schichtflächen zeigen. Diese Schiefer sind von einzelnen Sandsteinlagen durchsetzt und stossen hier an dem Kalke des Kammerstockes unconform ab. Sie stimmen vollkommen mit jenen Schiefern, die man weiter am Klausenpasse und noch besser auf der Terrasse der Balmalpen im Schächenthale findet,

und bilden auch hier wie dort die regelmässige Basis des sich höher gegen den Ortstockzug aufbauenden Lias, dessen Schichtenkopf nun auf lange Strecke den Nordabhang des Urnerbodens begleitet, während die Schiefer wohl unter dem Schutte des Urnerbodens liegen, zu dessen Weitung sie die erste Veranlassung gaben. Die weiche, schiefrige Basis des Lias erscheint ohne Bedeckung und gut aufgeschlossen erst wieder auf dem Klausenpasse.

Da man in dem Kessel der Alpe Klus, östlich unter dem Klausenpasse, als Basis des Kammerstockkalkes die alten Kalkphyllite sehr schön aufgeschlossen findet, ist bei der sonstigen Uebereinstimmung der petrographischen Merkmale an der Deutung des den Südabhang des Klausenpasses bildenden Kalkes als Lochsitenkalk nicht zu zweifeln. Nur hat dieser Kalk hier ebenso wenig als anderswo auch nur das Geringste mit dem echten Hochgebirgskalk zu schaffen, der, auf dem Klausen durch die ganze Liasserie von dem Lochsitenkalke getrennt, in viel bedeutenderer Höhenlage erst die Wände des Glatten und Lecki bildet, welche die Höhen nördlich vom Klausenpasse krönen.

Untersucht man die Schichtfolge auf der Höhe des Klausenpasses, so findet man über dem Lochsitenkalke des Südgehänges zunächst eine, wie es scheint, nicht constante Lage einer zelligen Rauhwacke, über welcher, in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt und sich dem unebenen Untergrunde überall anschmiegend, grellrothe Thonschiefer liegen, die von den echten Quartenschiefern absolut nicht zu unterscheiden sind und die hier, wie die Quartenschiefer im ganzen Gebiete, die concordante Basis des höher folgenden Lias bilden. Den kirschrothen Quartenschiefern regelmässig eingelagert, findet man Linsen und Bänke eines talkigen Quarzites, und was noch mehr Interesse beansprucht, gegen die Basis hin Bänke einer Kalkbreccie, deren Kalkbrocken mit dem unmittelbar nebenan auf dem Südhange des Passes anstehenden Lochsitenkalke übereinstimmen, also offenbar nur von diesem Südhange stammen können.

Ein ähnliches Vorkommen wurde schon oben vom Weissmeilen erwähnt, und in gleicher Art beschreibt Herr Prof. Heim[1]) aus der Gegend der Brigelser Hörner Quartenschiefer mit vielen eingeschlossenen Röthikalktrümmern, die nothwendig auf eine Unterbrechung der Sedimentation zwischen der Röthigruppe und den Quartenschiefern hindeuten. Diese klastischen Bildungen, zusammengehalten mit der Unebenheit des alten Bodens, auf dem die Quartenschiefer in der Regel auflagern, sind wohl klare Beweise für die fast überall zu beobachtende transgressive Lagerung der Liasgruppe, als deren tiefstes Glied hier, ähnlich wie im Magereugebiete, die Quartenschiefer erscheinen. Bei der transgressiven Lagerung überrascht auch die grosse Lücke weiter nicht, die auf dem Klausenpasse durch das Fehlen des Verrucano sowohl als der Röthigruppe entsteht. Stellen wir uns dagegen für einen Moment auf den Standpunkt des Herrn Prof. Heim, nach welchem der Kalk am Südabhange des Klaussenpasses Oberjurakalk ist, so entsteht die schwierige

[1]) Heim, Mech. d. Geb. I, pag. 55.

Frage, wie man das Auftreten einer regelmässig eingelagerten Breccienbank von Oberjura in dem viel älteren Quartenschiefer begreifen soll. Man steht dann vor einem der üblichen Räthsel, das auch durch die Bezeichnung „Reibungsbreccie der Gebirgsfaltung", welche Herr Prof. Heim (l. c. pag. 56) für diese Bildung braucht, keineswegs gelöst wird, abgesehen davon, dass dann auch noch die auf alle Fälle vorhandene Lücke zu erklären bleibt.

Auf die grellrothen Quartenschiefer folgen die schon von der Kantongrenze oben erwähnten dunklen blätterigen Schiefer im Wechsel mit Sandsteinbänken. Letztere nehmen nach oben überhand und gehen in ein ziemlich mächtiges Lager von Liasquarzit über. Dieses Liasquarzitlager zeigt am Klausenpasse unter dem Glatten und Lecki einige prachtvolle, nach NNW überliegende Falten, an denen sich jedoch auffallenderweise die folgende mächtige Platte von Hochgebirgskalk gar nicht betheiligt. Damit stimmt auch sehr gut der weitere Umstand, dass, wenn man z. B. eine bestimmte der tieferen Bänke in der langen Wand zwischen Ortstock und Klausen ins Auge fasst und sie gegen den Pass zu verfolgt, dieselbe an dem liasischen Untergrunde unconform abstosst. Der Hochgebirgskalk lagert hier also, wie anderwärts, unconform über dem Lias, dessen tektonische Störungen offenbar älter sind als die Ablagerung des Oberjura.

Die ganze lückenhafte Schichtfolge am Klausenpasse streicht normal NO—SW und fällt im Allgemeinen flach NW. Auf dem Glatten liegt unmittelbar über Jurakalk ein Lappen von Eocän, und ebenso transgressiv erscheint eine grössere Partie Eocän auf dem Südabhange des Klausen gegen die Glariden hin direct über Lochsitenkalk.

Die im Klausenprofile vertretenen Schichtgruppen sind demnach die folgenden. Die Basis bilden die alten Kalkphyllite mit dem abschliessenden Lochsitenkalk. Darüber, nach einer dem Verrucano und der Röthigruppe entsprechenden Lücke, direct die Liasgruppe, die auch hier mit den Quartenschiefern beginnt. Ueber der Liasgruppe unconform lagernd, in mächtiger Entwicklung der Hochgebirgskalk, auf welchem direct, ohne Vertretung des Neocom, das Eocän liegt.

Die Schichtfolge im Klausenpassprofile zeigt also zwei grosse Lücken, die erst in weiterer Entfernung vom Hochgebirge voll ausgefüllt erscheinen. Die zusammengehörigen Schichtfolgen oder Schichtgruppen sind auf dem Klausen dieselben, wie wir sie an anderen Punkten des Terrains östlich der Linth kennen gelernt haben.

Wie man aus vorstehender kurzer Mittheilung ersieht, besteht ein tiefgreifender Unterschied zwischen der darin vertretenen Auffassung der Lagerungsverhältnisse im Glarner Gebiete und den Ansichten über den Aufbau der Alpen, wie sie Herr Professor Heim vertritt. Nach der Darstellung des Herrn Professor Heim hat sich die gesammte Schichtmasse der Alpen bis in eine verhältnissmässig junge Periode der geologischen Zeitrechnung flach ruhig concordant abgelagert. Eine eigentliche Schichtaufrichtung durch Faltung, die als ein Gewaltact von verhältnissmässig kurzer Dauer erscheint, ist erst zur Miocänzeit zum

erstenmale eingetreten [1]). Ja, Herr Professor Heim ist nicht einmal geneigt, für die krystallinischen Gesteine zuzugeben, dass dieselben vor Ablagerung der sedimentären Schichtfolgen eine Art Gebirge gebildet haben, an welches sich die Sedimente unconform an- und auflagerten [2]), sondern stellt sich vor, dass die auf Schritt und Tritt beobachtete Unconformität zwischen den krystallinischen und den Sedimentgesteinen durch eine bei der Stauung der Alpen unter den steifen Sedimentmassen erfolgte, mysteriös selbstständige Bewegung des Krystallinischen zu Stande gekommen ist. Die vielfach an der Basis der unconform lagernden Sedimente auftretenden klastischen Bildungen, in denen schon Herr Escher wahre Strandbildungen erkannt hat [3]), ist Herr Professor Heim geneigt, für Reibungsconglomerate aufzufassen.

Dem eben angedeuteten Grundgedankengange entsprechend, müssen dann selbstverständlich alle Unregelmässigkeiten in der Lagerung der Sedimente, denen man auf Schritt und Tritt in den Alpen begegnet, als bei der Hauptfaltung der Alpen auf rein mechanischem Wege zu Stande gekommen aufgefasst, und daher ausschliesslich durch Verbruch und Faltung erklärt werden. Diese Anschauungsweise findet ihren eclatantesten und weitgehendsten Ausdruck in der Glarner Doppelfaltentheorie.

Dem gegenüber ergibt sich aus den im Vorstehenden mitgetheilten Daten über die unconforme Lagerung der verschiedenen Schichtgruppen ein ganz anderes Bild von der Structur der Glarner Berge. Man denke sich einen gleichmässig gewölbten, flach nach einer Richtung abdachenden Gebirgsausläufer, bestehend aus einer weichen, der Denudation leicht unterliegenden Kernmasse und gleichmässig bedeckt von einer festeren Sedimentlage, einer Art harter Kruste, wenn man so will. Dieser gleichmässig gewölbte Rücken sei durch lange Zeit der Wirkung der Denudation preisgegeben, so ist die erste Folge, dass sich in einen derart beschaffenen Complex tiefe Thäler einschneiden werden, die, wenn einmal die harte Kruste durchnagt und die weiche Kernmasse erreicht ist, rasche Fortschritte machen werden. Die Form der Thäler wird, wie dies bei einer so gleichmässig beschaffenen Masse nicht anders möglich, die Birnen- oder Kahrform sein. Es bilden sich demnach wahre Kesselthäler, die bei der leichten Zerstörbarkeit der Kernmasse (Kalkphyllit) rasch vorgreifen, so dass je zwei benachbarte dadurch, dass die harte Kruste (Verrucano) an den Berührungspunkten (Pässen) ganz verloren geht, mit einander zu communiciren anfangen.

Die so modelirte Gebirgsmasse denke man sich wieder unter Meer gesetzt, in Folge dessen mit einer neuen Sedimentfolge überkleidet und sodann einer zweiten Denudationsperiode ausgesetzt, so ist klar, dass die Oberfläche der aus dem sedimentbildenden Bade emportauchenden Gebirgsmasse keine ganz regelmässige sein wird. Trotzdem in den weiten Kesselthälern sich mehr Sediment niedergeschlagen haben wird als auf den benachbarten Höhen, werden dieselben, wenn die Sedimentation nicht überaus lange angedauert hat, um alle ehe-

[1]) Heim, Stauung und Faltung der Erdrinde, pag. 11.
[2]) Züricher Vierteljahrsschrift 1871, pag. 261.
[3]) Escher, Gebirgskunde d. Kanton Glarus, in Osw. Heer, Gemälde der Schweiz; Kanton Glarus, pag. 34.

maligen Reliefcontouren vollkommen zu verwischen, dennoch seichte Depressionen bilden, sonach Sammelpunkte für die Rieselwässer und daher die erste Ursache erneuter, der älteren ziemlich analoger Thalbildung während der nächsten Trocken- oder Denudationsperiode sein. Hat diese lange genug angedauert, kann es geschehen, dass die transgredirende neue Sedimentfolge aus den ehemaligen Thälern sowohl als von den Höhen bis auf einzelne durch glückliche Situation geschützte Reste wieder entfernt wird, und die Landschaft sich also mit einigen Modificationen dem Status quo ante wieder nähert.

Man denke sich abermals eine neue Immersion und Emersion und stelle sich das Bild vor, welches der geologische Bau einer Landschaft bieten müsste, die mehrmals den eben geschilderten Doppelprocess durchgemacht hat, so entspricht das Bild den thatsächlichen Verhältnissen, wie sie sich in den meisten Theilen der Hochalpen, so auch in der Glarner Gegend klar beobachten lassen. Solche Gebirgstheile erscheinen, soweit es die sedimentäre Decke betrifft, als Complexe mosaikartig in- und übereinander greifender Ruinen von mehreren disparaten Schichtfolgen, ein Thatbestand, der nothwendig zu der Vorstellung einer vielfachen, periodischen Wiederkehr der Transgressionserscheinung schon in der ältesten Zeit der Erdgeschichte führen muss. Vom Neogen und oberer Kreide weiss jeder geologische Anfänger, dass sie transgrediren, d. h. über einen vor Ablagerung der genannten Bildungen schon denudirten und modelirten Untergrund sich ausbreiten. Warum sollte aber ein Vorgang, der zweimal möglich war, nicht auch mehrmal möglich sein, zumal die Erscheinungen, wie wir sie an der Lagerung auch älterer Schichtgruppen an geeigneten Stellen beobachten, ganz derselben Art sind wie jene, die in Bezug auf die erstgenannten jüngeren Bildungen zu der Vorstellung transgressiven Auftretens geführt haben. Durch die Annahme einer regelmässigen Periodicität der Erscheinung, die sich klar aus den Thatsachen folgern lässt, wird die Schwierigkeit der Erklärung nur vermindert, keineswegs verschärft, denn es ist immer leichter, die Ursachen einer regelmässigen Erscheinung aufzufinden, als die einer regellosen.

Die unabhängig neben diesem wiederholten Werde- und Zerstörungsprocesse der Sedimente gleichmässig und continuirlich immer in demselben Sinne vor sich gehende Bodenbewegung, Gebirgsbildung, hat, wie es scheint, ursächlich mit der Transgressions-Erscheinung gar nichts zu thun. Die beiden Erscheinungsgruppen greifen nur insofern vielfach ineinander, als sie sich an demselben Substrate vollziehen. Ihre sorgfältige Scheidung wäre die erste Aufgabe der Wissenschaft, wenn sie ihr Endziel, die Klarlegung der letzten Ursachen beider Erscheinungsgruppen, erreichen soll.

Wenden wir uns nach dieser kurz orientirenden Abschweifung wieder zu unserem eigentlichen Vorwurfe, den Glarner Bergen, so ergibt sich aus den oben mitgetheilten Beobachtungen, dass wir es hier im Ganzen mit einer Folge von sieben verschiedenen disparaten Schichtgruppen zu thun haben, von denen jede einzelne einer Periode hohen Meeresniveaustandes, also einer Transgressionsperiode entspricht, und von der vorhergehenden so gut wie der folgenden Schichtgruppe durch eine Phase sehr tiefen Meeresniveaustandes, also durch eine Periode

der Trockenlegung und Denudation getrennt ist. Letztere Erscheinung wird durch die unconforme Lagerung der einzelnen Schichtgruppen, sowie die durch streckenweise Denudation erzeugten Lücken hinreichend erwiesen und ins klare Licht gestellt. Die vertretenen Schichtgruppen sind, wenn wir von der nur in Spuren, wie bei Vättis und auf dem Limmernboden entblössten vollkrystallinischen Basis zunächst absehen, die folgenden.

1. Die tiefste Gruppe bildend die kleinwelligen Kalkphyllite mit der sie abschliessenden Lochsitenkalklage; 2. Der Verrucano; 3. Die Röthigruppe; 4. Die Liasgruppe, fast überall mit den sogenannten Quartenschiefern beginnend. 5. Die Juragruppe. 6. Die Neocomgruppe, und endlich 7. die obercretacisch-eocäne Gruppe.

Inwiefern die hier aufgezählten Schichtgruppen mit dem modernen, hauptsächlich auf paläontologischer Basis ruhenden Formationssysteme stimmen oder nicht stimmen, das erörtern zu wollen, würde weit über den Rahmen der vorliegenden Mittheilung gehen, ist aber auch ohne Belang für die uns hier beschäftigende Frage nach der Existenz oder Nichtexistenz jener grossartigen tektonischen Verwicklung, welche unter der Bezeichnung der Glarner Doppelfalte bekannt ist.

Wie schon bei früheren Gelegenheiten hervorgehoben wurde, ruht die ganze Theorie von der Glarner Doppelfalte wesentlich auf zwei Annahmen. Erstens hat man, die richtige Bestimmung der Glarner Plattenschiefer als Eocän unrichtigerweise generalisirend, angenommen, dass alle die dunklen Sedimentmassen der Glarner Thäler bis an die Lochsitenkalkbank eocän seien. Wie jedoch im Vorstehenden gezeigt wurde, sind es drei sehr heterogene und sehr altersverschiedene Elemente, in welche diese Massen bei eingehenderer Untersuchung sich scheiden lassen. Zunächst die alten Kalkphyllite, welche in innigem Verbande mit dem Lochsitenkalke die normale Basis des Verrucano bilden, und die daher selbstverständlich „von einer Seite der Bergstöcke nach der anderen unter dem Verrucano durchgehen". Ferner grosse Massen von Liasbildungen, und erst in dritter Linie, hauptsächlich die Thalgründe beherrschend, grosse Massen von transgressivem, echtem Eocän. Die Transgression des Eocänen erscheint aber nur als ein einzelnes Glied in einer ganzen Kette gleichartiger, wie es scheint, periodischer Erscheinungen, indem sich zeigt, dass auch ältere Ablagerungen der Gegend in eine ganze Reihe von einander unabhängiger Schichtgruppen zerfallen.

Die zweite wesentliche Annahme, auf welche sich die Theorie der Glarner Doppelfalte stützt, besteht darin, dass der Lochsitenkalk durch Auswalzung mechanisch reducirter und dabei metamorphosirter Hochgebirgskalk sei. Es wurde im Vorstehenden speciell auf jene Punkte der Gegend näher eingegangen, an denen man hauptsächlich die aus der Lagerung sich ergebenden Argumente für die Altersgleichheit der beiden genannten Ablagerungen schöpfte. Es zeigte sich aber, dass die hauptsächlich durch den mächtigen Hochgebirgskalk repräsentirte Juragruppe nicht nur an den kritischen Punkten, sondern auch schon im Mürtschengebiete, also im Gewölbschenkel der angenommenen Nordfalte, eine sehr selbstständige Lagerung besitze und mit dem Lochsitenkalke in keiner weiteren Verbindung stehe. Dass die Ge-

steinselemente des Lochsitenkalkes keine Spur von unter starkem Drucke vor sich gehender Bewegungen, d. h. keine Spur einer mechaschen Metamorphose zeigen, hat schon Herr Professor Pfaff[1]) nachgewiesen.

Es zeigt sich sonach bei näherem Studium der Verhältnisse, dass die wesentlichsten Stützen, welche uns die Annahme einer so grossartigen tektonischen Verwicklung, wie sie die Doppelfaltentheorie verlangt, unausweichlich machen würden, bei näherer Untersuchung nicht Stand halten, vielmehr stellt sich heraus, dass die tektonischen Bewegungen im Glarner Gebiet nicht grösser und nicht kleiner sind als in allen übrigen Theilen der Alpen, und dass die reellen, daher auch wirklich beobachtbaren Faltungen mit der Tektonik der ganzen Umgebung auf das Beste harmoniren. Die vielen Abnormitäten, welche die Glarner Gegend unleugbar zu einem der interessantesten Studienobjecte machen, erscheinen nicht als Folgen kolossaler tektonischer Umwälzungen, sondern deuten auf eine wiederholte, durch Trockenperioden unterbrochene Meeresbedeckung der Gegend.

Die vorstehende flüchtige Skizze kann selbstverständlich nicht den Zweck haben, den so überaus reichen Gegenstand in irgend welcher Richtung erschöpfen zu wollen. Sie soll nur die Aufmerksamkeit auf einen in den Alpen so gut wie gar nicht beachteten Thatbestand lenken, nur der erste orientirende Versuch zur Lösung einer schwierigen Frage sein, indem sie an die Stelle eines aus vielen Gründen nicht haltbaren, positiven Gesichtspunktes nicht eine blosse Negation, sondern einen anderen positiven Gesichtspunkt stellt, die strenge Prüfung desselben durch das im reichsten Masse sich bietende Beobachtungsdetail Demjenigen überlassend und auf das Wärmste empfehlend, dem mehr Zeit und Mittel, als sie mir zu Gebote stehen, das eingehende Studium eines der interessantesten Theile der Alpen gestatten. Gelingt eine solche Anregung, dann ist mein Zweck erreicht.

---

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1880, pag. 536.

Das k. k. Hof-Mineraliencabinet in Wien,

die Geschichte seiner Sammlungen und die Pläne für die Neuaufstellung derselben in dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum.

Zwei Vorträge, gehalten in den Sitzungen d. geol. Reichsanst. am 5. u. 19. Februar 1884.

Von Hofrath **Dr. F. v. Hochstetter,**

Intendant des k. k. naturhistorischen Hofmuseums und Director des k. k. Hof-Mineraliencabinets.

(Mit einer Tafel, Nr. V.)

Nur eine kurze Frist trennt uns noch von dem Zeitpunkte, da das k. k. Hof-Mineraliencabinet als solches aufgehört haben wird, zu sein, um in dem stolzen Prachtbau, welcher die goldene Inschrift trägt:

Dem Reiche der Natur und seiner Erforschung
Kaiser Franz Josef I.

in neuer Gestalt als mineralogisch-petrographische und als geologisch-paläontologische Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums zu erstehen.

Es scheint mir daher der Zeitpunkt für gekommen, um vor dem Kreise der Fachgenossen einen Rückblick auf die Geschichte jenes berühmten wissenschaftlichen Institutes zu werfen und die Pläne für die Neuaufstellung seiner Sammlungen zu erörtern. Ich glaube auch, kein anderer Ort ist für diese Absicht so geeignet, als der Versammlungs- und Vortragssaal der k. k. geologischen Reichsanstalt. Ist es doch diese Anstalt, welche in fachwissenschaftlicher Beziehung dem Hof-Mineraliencabinet am nächsten steht und daher auch seit ihrer Gründung mit diesem die engsten und freundlichsten Beziehungen aufrecht erhalten hat. Beide Institute sind darauf angewiesen, sich in ihren Sammlungen und Bibliotheken gegenseitig zu ergänzen und dadurch das Studium jener Wissenschaften, für deren Zwecke sie bestehen, zu fördern und ihren Fortschritt zu ermöglichen; beide Institute sind daher durch Interessen-Gemeinschaft aufs Engste mit einander verbunden, und ihrem freundschaftlichen Zusammenwirken verdankt die Wissenschaft in Oesterreich schon so viele schöne Erfolge. Hoffentlich wird dies auch in der Zukunft so der Fall sein, und ich werde es

in dieser Beziehung sehr dankbar anerkennen, wenn die Mittheilungen, welche ich namentlich in Bezug auf die Pläne für die Neuaufstellung der Sammlungen machen werde, zu einer Discussion der dabei zur Sprache kommenden Fragen führen und meinen verehrten Collegen und Fachgenossen zu wohlgemeinten sachlichen Rathschlägen Veranlassung geben würden.

---

1. Die Geschichte des Hof-Mineraliencabinets und seiner Sammlungen [1].

Die Gründung der naturhistorischen Hofsammlungen, 1747—1805.

Die Geschichte des Hof-Mineraliencabinets ist in ihren früheren Perioden aufs Engste verknüpft mit der Geschichte der naturhistorischen Hofsammlungen überhaupt.

Die Gründung dieser Sammlungen fällt in die Mitte des vorigen Jahrhunderts und ist bezeichnet durch den Ankauf der grossen Naturaliensammlung des Johann Ritter von Baillou in Florenz durch Kaiser Franz I. Stefan, Gemahl der Kaiserin Maria Theresia, im Jahre 1747. Diese Sammlung bestand hauptsächlich aus Mineralien und Gesteinen, daneben aber auch aus Suiten von pflanzlichen und thierischen Versteinerungen, sowie aus Krebsen, Conchylien und Korallen, welche zur Erklärung der Versteinerungen dienen sollten; die Sammlung soll gegen 30.000 Stücke gezählt haben. Mit dem Ankauf derselben wurde Baillou zugleich als erster Director des naturhistorischen Hofcabinets angestellt, und diese Stelle sollte erblich stets auf den Aeltesten seiner Familie übergehen. Jedoch schon der Enkel Baillou's, Josef Freiherr von Baillou, entsagte 1802 seinen Erbansprüchen auf die Directorsstelle für sich und seine Nachkommen. Nach dem Ableben Kaiser Franz I., im Jahre 1765, stellte Kaiserin Maria Theresia die naturhistorischen Hofsammlungen unter die Oberleitung des jeweiligen k. k. Oberstkämmerers. Die Sammlungen wurden in die 1764 hiezu neu erbauten Localitäten rückwärts des Augustiner-Ganges in der Hofburg verlegt. Zwei Säle wurden für das Mineraliencabinet, zwei für das physikalische und fünf für das Münz- und Antikencabinet bestimmt.

Zur Erinnerung an die Gründung und Installirung dieser Hofsammlungen liess die grosse Kaiserin 1773 durch die Maler Ludwig Kohl und Franz Mesmer ein Oelgemälde anfertigen, welches Kaiser Franz I. in Lebensgrösse, umgeben von seinem Leibarzte Gerard Freiherr van Swieten als Präfecten der Hofbibliothek, dem Director des Naturaliencabinets Johann Ritter von Baillou, dem Münz- und Antikencabinetsdirector Valentin Duval und dem Director des physikalischen Cabinets Abbé Johann Marcy, dar-

---

[1] Ich bemerke, dass ich bei meiner Darstellung vielfach ein Material benützt habe, für dessen Zusammenstellung ich den Herren Custoden Th. Fuchs und Dr. A. Brezina verbunden bin.

stellt. Dieses Gemälde befindet sich noch heute im vierten Saale des Hof-Mineraliencabinets aufgestellt.

Die Sammlungen vermehrten sich rasch, so dass schon 1791 unter Kaiser Leopold II. die Localitäten des physikalischen Cabinets für die Naturaliensammlung geräumt werden mussten, welche von diesem Jahre an auch dem Publicum zugänglich gemacht wurden.

Im Jahre 1794 liess Kaiser Franz II. (Franz I. von Oesterreich) die von dem Falkonier Josef Natterer angekaufte Sammlung ausgestopfter Säugethiere und Vögel unter der Bezeichnung „k. k. Thier-Cabinet" aus Laxenburg in die Hofburg nach Wien übertragen und legte so den Grund zu einem besonderen „zoologischen Hofcabinet", welches 1797 dem Publicum eröffnet wurde. Darauf erfolgte 1803 auch die Gründung der botanischen Hofsammlung, wozu das von dem Gärtner Georg Scholl vom Cap der guten Hoffnung mitgebrachte Herbarium den Anlass bot.

Dies ist in kurzen Zügen die Geschichte der Gründung der naturhistorischen Hofsammlungen.

In dieser frühesten Periode waren speciell für die mineralogischen Sammlungen — von geologischen Sammlungen kann man in dieser Zeit noch kaum sprechen — folgende Männer thätig: der ausgezeichnete Berg- und Hüttenmann Ignaz v. Born, welcher 1776 neben Ludwig Freiherrn v. Baillou aus Prag als Mitdirector berufen wurde, der Custos Johann Baptist Megerle Edler v. Mühlfeld (1768 bis 1813), der Directionsadjunct Carl Haidinger (1778—1788), der Vater Wilhelm Haidinger's, und der Directionsadjunct, später zweiter Director Abbé Andreas Stütz (1788—1806).

Von Ignaz v. Born unter Mitwirkung Megerle's und Haidinger's wurde in den Jahren 1778—1780 die Mineralien-Sammlung nach den Principien von Cronstedt und Wallerius neu aufgestellt. Eine ausführliche Beschreibung dieser neuen Aufstellung, in welcher als dritte Abtheilung auch „Versteinerungen" angeführt sind, erschien 1782 von Carl Haidinger unter dem Titel: „Eintheilung der k. k. Naturaliensammlung zu Wien".

In Folge der grossen Vermehrung der Sammlungen unter Kaiser Josef II. und Kaiser Leopold II. und der dadurch nothwendig gewordenen Erweiterungen der Localitäten derselben fand schon in den Jahren 1791—1792 durch Stütz und Megerle eine neue Ordnung und Aufstellung statt, welche Stütz in einem eigenen Werke: „Neue Einrichtung der k. k. Naturalien-Sammlung in Wien" 1793 eingehend beschrieben und motivirt hat. Der Stütz'sche Katalog vom Jahre 1806 ist gleichzeitig das älteste wirkliche Inventar der Sammlungen des k. k. Hof-Naturaliencabinets. In diesem Katalog sind 15.000 Mineralien, 1129 Nummern Gebirgsarten und 3185 Nummern Versteinerungen angeführt.

Dieser ältesten Periode gehört auch schon der Anfang der später so berühmt gewordenen Meteoritensammlung des Hof-Mineraliencabinets an.

Das älteste Stück dieser Sammlung — der Zeit der Acquisition nach — ist bezeichnend für den Geist, in welchem diese Sammlung gegründet wurde; es ist das bekannte Eisen von Hraschina bei Agram,

gefallen am 26. Mai 1751, das erste Eisen, dessen Herabfallen beobachtet und durch das Zeugniss der Augen- und Ohrenzeugen protokollarisch festgestellt wurde; diese Urkunde ist dem erzbischöflichen Consistorium zu Agram zu verdanken, durch welches auch das vollständig erhaltene grössere der beiden gefallenen Eisenstücke an die Kaiserin Maria Theresia gelangte, welche es in die kaiserliche Schatzkammer einreihte; von hier kam es an das Hof-Naturaliencabinet, wo es, zusammen mit noch vier anderen Meteoriten (Tabor, Pallaseisen, Steinbach, Eichstädt), zu einer Zeit sorgfältig aufbewahrt wurde, in der man in Gelehrtenkreisen noch keineswegs über den ausserirdischen Ursprung dieser Gebilde einig war, ganz im Gegensatze zu anderen Ländern, insbesondere Frankreich, wo man die kostbarsten derartigen Objecte aus den Sammlungen beseitigte, aus Furcht, sich durch den Glauben an ihren nicht terrestrischen Ursprung lächerlich zu machen. Der Stütz'sche Katalog vom Jahre 1806 führt 8 Nummern Meteoriten von 7 Fallorten an.

Die Periode der vereinigten naturhistorischen Hofcabinete, 1806—1851.

Mit dem Jahre 1806 unter der Regierung Kaiser Franz II. beginnt ein neuer Abschnitt in der Geschichte der Sammlungen, den wir als die Periode der vereinigten naturhistorischen Hofcabinete bezeichnen und der bis zum Jahre 1851 dauerte.

In das Jahr 1806 fällt nämlich die Ernennung von Carl von Schreibers zum Director der vereinigten naturhistorischen Hofsammlungen, eine Stelle, von der dieser um die Sammlungen besonders hochverdiente Mann im Jahre 1851 als Hofrath in den Ruhestand trat. Dr. Fitzinger in seiner Geschichte des k. k. Hof-Naturaliencabinets (III. Abth. Sitzungsber. der math.-naturw. Classe der k. Akad. der Wiss. LVIII., 1. Abth. pag. 71 u. 109) bezeichnet diese Periode „als die schönste, welche das kaiserliche Naturaliencabinet seit seiner Gründung erlebt“.

Die Sammlungen wurden neu geordnet und aufgestellt, die Dotationen bedeutend erhöht und Fachbibliotheken eingerichtet, der Personalstatus wurde neu regulirt, die Localitäten für die von Jahr zu Jahr wachsenden Sammlungen erweitert. Die mineralogisch-geologischen und die zoologischen Sammlungen erhielten in dieser Periode die Räumlichkeiten, welche sie heute noch innehaben. Der neu regulirte Personalstatus bestand aus 1 Director, 6 Custoden, 4 Stipendisten als Assistenten der Custoden und als wissenschaftliche Mitarbeiter, 1 Aufseher und 1 Wachsbossierer, wobei freilich zu bemerken ist, dass die Custodenstellen nicht immer alle besetzt wurden, und dass dieser Personalstatus schon im Jahre 1823 und dann wieder im Jahre 1835 unter Kaiser Ferdinand I. wesentlich modificirt wurde. Der 1835 organisirte Personalstatus bestand aus 1 Director, 4 Custoden, 6 Custosadjuncten, 2 Titularcustosadjuncten, 1 Assistenten, 1 Aufseher, 2 Aufsehersassistenten, 1 Wachsbossierer und 3 Praktikanten.

Einen ausserordentlichen Aufschwung nahmen die Sammlungen in dieser Periode in Folge der grossen brasilianischen Expedition

aus Veranlassung der Vermählung der Erzherzogin Leopoldine mit Dom Pedro, Kronprinzen, nachmaligem Kaiser von Brasilien; an dieser Expedition, welche 1817 die Heimat verliess, nahmen die österreichischen Naturforscher Heinrich Wilhelm Schott als Botaniker (1817—1821), Johann Natterer als Zoologe (1817—1835) und Dr. Joh. Emanuel Pohl als Mineraloge (1817—1821) theil. Die überaus reichen botanischen, zoologischen, ethnographischen und mineralogisch-petrographischen Sammlungen, welche die genannten Forscher im Laufe der Jahre einsandten, waren von 1820—1836 in einem eigenen brasilianischen Museum, „Brasilianeum“ genannt, im gräflich Széchenyi'schen Palais in der Johannesgasse aufgestellt und dem Publicum zugänglich gemacht. Nach Auflösung dieses Museums wurden die Sammlungen 1837 mit den Naturaliencabineten vereinigt.

Für das Mineraliencabinet war ausser der brasilianischen Sammlung die bedeutendste Erwerbung dieser Periode der Ankauf der grossen und äusserst werthvollen Mineralien-Sammlung von über 5000 Stück von dem Grosshändler Jacob Friedrich van der Null im Jahre 1827. Die Einreihung dieser Sammlung gab Veranlassung zu einer neuen Aufstellung der Mineraliensammlung, welche 1837 unter der Leitung des Professors Mohs ausgeführt und von Paul Partsch beschrieben wurde (das k. k. Hof-Mineraliencabinet in Wien. Eine Uebersicht der neuen Aufstellung desselben nach dem naturhistorischen Mineral-System des Herrn Prof. Mohs. Wien 1828).

Von weiteren Begebenheiten an der mineralogischen Abtheilung des naturhistorischen Hofcabinetes sind hervorzuheben die Vorlesungen des an die Wiener Universität berufenen Prof. Friedrich Mohs über Mineralogie im Mineraliencabinete, welche 1828 begannen und bis 1835 jährlich abgehalten wurden. Durch seine ausserordentlich anregenden Vorträge gelang es diesem hervorragenden Gelehrten, nicht blos alle Classen der Gesellschaft für mineralogische Studien zu erwärmen, sondern auch eine Schule österreichischer Mineralogen zu gründen, welcher die berühmtesten Namen auf diesem Gebiete der Wissenschaft in Oesterreich angehören.

Vom wichtigsten und günstigsten Einfluss auf die weitere Entwicklung der Sammlungen war aber vor Allem in dieser Periode die Thätigkeit von Paul Partsch, welcher 1835 als Custos die selbstständige Leitung des Mineraliencabinets übernahm, nachdem er schon 1816 seine freiwillige und unentgeltliche Dienstleistung am Cabinete begonnen und seit 1823 als Aufseher bedienstet gewesen. Partsch verstand es, wie wenige seiner Vorgänger und Nachfolger, beiden Richtungen, welche im Mineraliencabinet gepflegt werden sollten, der mineralogisch-petrographischen und der geologisch-paläontologischen, in gleicher Weise gerecht zu werden. Er ist durch die Förderung auch der letzteren Richtung der eigentliche Gründer der geologisch-paläontologischen Sammlung geworden, und war der Erste, welcher wirkliche geologische Aufnahmen in Oesterreich machte. Zwar hatte schon Stütz zu Ende des vorigen Jahrhunderts angefangen, die mineralogische und petrographische Beschaffenheit von Niederösterreich zu studiren und bei dieser Gelegenheit zu sammeln („Versuch einer Mineralgeschichte Oesterreichs unter der Enns“, Prag 1777), allein

zum Geologen scheint er nicht die nothwendigen Anlagen gehabt zu haben; denn schon die Mittelgebirge, welche sich hinter Rodaun erheben, fand er „sehr hoch“, „ich habe sie mit vieler Mühe bestiegen“, sagte er, „besonders den höchsten Berg von allen, den man Kammersteig nennt. Er ist hinein gegen das Gebirge mit schrecklich steilen Abhängen versehen“ (l. c. pag. 17), und weiter (pag. 81): „Alle die wahrhaftig hohen Gebirge, die der Strasse (Dürnstein-Spitz an der Donau) zur Rechten liegen, sind mit trocken gemauerten ungeheuren Absätzen abgeschnitten . . . . . sind alle diese Absätze mit Dammerde aufgetragen und jedes Fleckchen mit Weinstöcken, Obstbäumen u. s. w. besetzt. So was unternehmen und ausführen, gehört wirklich unter die Arbeiten, die eines Herkules würdig wären.“ Zum Alpengeologen war also Stütz gewiss nicht geboren.

Dagegen hatte Partsch in den Jahren 1823—1825, noch als Aufseher, im Auftrage der niederösterreichischen Stände eine geologische Aufnahme von Niederösterreich durchgeführt und bei dieser Gelegenheit sehr umfassende Aufsammlungen von Gesteinen und Petrefacten gemacht (circa 1200 Nummern mit mehr als 5000 Stücken), welche er alle dem Cabinete zum Geschenke machte und dadurch den Grund zu der grossen Sammlung des Wiener Beckens legte, welche bis in die neueste Zeit, aufs Eifrigste gepflegt und vermehrt, einen der wichtigsten Theile der paläontologischen Sammlung ausmacht. Nicht weniger bedeutend waren die mineralogischen und geologischen Aufsammlungen, welche Partsch später auf seinen Reisen in ganz Oesterreich, namentlich aber auch in Ungarn und Siebenbürgen, machte.

Eine grossartige Vermehrung hat während der Periode der Amtsthätigkeit v. Schreibers's und Partsch's namentlich auch die Meteoriten-Sammlung erfahren, welche schon in dieser Periode die erste in ihrer Art wurde und eine allgemein europäische Berühmtheit erlangte.

Ein glücklicher Zufall wollte es, dass sich gerade zu Anfang der Amtszeit von Schreibers der Meteoritenfall von Stannern in Mähren ereignete (22. Mai 1808), welcher Veranlassung gab, dass Schreibers und Widmannstätten, der Director des kaiserlichen Fabriksproductencabinets, an den Fallort reisten, genaue Erhebungen über das Ereigniss machten und eine grosse Zahl von Steinen aufsammeln liessen; diese gaben dann den beiden genannten Männern, sowie dem geistvollen Wittenberger Physiker Chladni Gelegenheit zu eingehenden Studien, welche zur Entdeckung der eigenthümlichen Aetzfiguren der Meteoreisen durch Widmannstätten führten, wärend Chladni, der schon früher auf Grundlage der Stücke in der Wiener Sammlung entschieden für den nicht tellurischen Ursprung dieser Massen eingetreten war, nunmehr mit einer vollständigen Sammlung aller hierhergehörigen historisch beglaubigten Thatsachen hervortrat und Schreibers im Anschluss an Chladni's Werk vorzügliche Abbildungen und Beschreibungen der Stücke in der Wiener Sammlung gab; auch wurden von den in Stannern aufgesammelten Steinen grosse Mengen geschenk- und tauschweise an Institute und Privatsammlungen abgegeben, wodurch allerwärts das Interesse an diesen merkwürdigen Körpern geweckt und gefördert wurde.

Während der dreissigjährigen Verwaltung der Sammlung durch Schreibers wurde dieselbe um 175 Stücke vermehrt, wodurch 48 neue Fallorte zuwuchsen, so dass v. Schreibers als der eigentliche Gründer der kaiserlichen Meteoritensammlung zu betrachten ist.

Auch Partsch fuhr fort, die Meteoriten-Sammlung eifrig zu vermehren, neue Verbindungen wurden angeknüpft, wozu auch die zahlreichen Reisen von Partsch wesentlich beitrugen; die Sammlung wurde von ihm sehr sorgfältig beschrieben und nach der Aehnlichkeit der Stücke eingetheilt und aufgestellt. (Die Meteoriten oder vom Himmel gefallene Steine und Eisenmassen im k. k. Hof-Mineraliencabinet zu Wien, Wien 1843.)

Der Zuwachs unter Partsch betrug 283 Stück, worunter 80 neue Fallorte vertreten waren.

In die Zeit der Leitung des Mineraliencabinetes durch Partsch fällt auch die mühevolle Neuaufstellung der Sammlungen desselben, welche allmälig in einem Zeitraume von sechs Jahren (1837—1842) durchgeführt wurde und der Hauptsache nach bis heute unverändert geblieben ist.

Es sind folgende 8 Sammlungen, welche als Schausammlungen durch Partsch neu aufgestellt wurden:

1. Die Mineraliensammlung oder die grosse oryktognostische Sammlung nach dem Mohs'schen Systeme geordnet.
2. Die Krystallmodellsammlung, nach den Species der Mineralien geordnet.
3. Die terminologische oder Kennzeichensammlung.
4. Die technische Sammlung von Mineralien und Felsarten.
5. Die allgemeine geologisch-paläontologische Sammlung mit dem Anhange: Versteinerte Hölzer.
6. Die specielle geologisch-paläontologische Sammlung von Niederösterreich mit Theilen der benachbarten Länder.
7. Die Petrefacten-Sammlung, die Geschlechter der wirbellosen Thiere, nach der zoologischen Methode geordnet, darstellend.
8. Die Sammlung von Meteoriten oder vom Himmel gefallenen Steinen und Eisenmassen.

Eine kleine Broschüre von Partsch (Kurze Uebersicht der im k. k. Hof-Mineraliencabinete zur Schau gestellten acht Sammlungen, Wien 1843) gibt eine kurze Beschreibung dieser Sammlungen, und mit Recht konnte Partsch in dieser Beschreibung schon damals sagen, „dass die k. k. Mineralien-Sammlung nach dem Urtheile competenter Richter sowohl durch ihre Ausdehnung (sie enthielt damals 10.483 zur Schau gestellte Nummern), als hinsichtlich der Schönheit, Seltenheit und Kostbarkeit der darin aufbewahrten Stücke, wie nicht minder ihrer Aufstellungsart und leichten Benützbarkeit wegen den ersten Rang unter den Sammlungen ihrer Art einnimmt".

Während der Neuaufstellung der Sammlungen hatte im Jahre 1838 eine amtliche Schätzung sämmtlicher naturhistorischer Hofsammlungen stattgefunden, bei welcher an Mineralien, Gebirgsarten, Meteoriten und Petrefacten 46.931 Stücke im Gesammtwerthe von 240.112 Gulden C.-M. nachgewiesen wurden.

Interessant ist es auch, dass Schreibers schon nach der Auflösung des Brasilianeum, als es sich darum handelte, sämmtliche naturhistorischen Hofcabinete in dem sogenannten „Kaiserhause“ auf der Landstrasse (ehemals gräflich Harrach'sches Palais zwischen Ungargasse und Rennweg) unterzubringen, darauf aufmerksam machte, dass es unzweckmässig wäre, ein unpassendes und ungenügendes Gebäude mit vielen Kosten zu adaptiren, dass vielmehr ein zweckmässiger Neubau zu unternehmen sei, der auch den Bedürfnissen der Zukunft für längere Zeit entspreche. Director v. Schreibers gab als Bedürfniss für die Unterbringung der schon vorhandenen Sammlungen ein Gebäude an mit wenigstens 60 Sälen von 15, 20 und 30 Quadratklafter Fläche, ferner mit 40—50 kleineren Räumen für Arbeitszimmer der Beamten, Laboratorien, Depots und Dienstwohnungen. Es ist gewiss bemerkenswerth, dass das neue naturhistorische Hofmuseum gerade die schon von Schreibers im Jahre 1836 angeforderte Anzahl von grossen Räumen für die Schausammlungen, nämlich 60, daneben aber freilich eine weit grössere Anzahl von kleineren Räumen, Wohnungen, Arbeitszimmern, Laboratorien, Depots u. s. w. besitzt, im Ganzen nämlich 140.

Die Periode der getrennten naturhistorischen Hofcabinete, 1851—1876.

Mit der 1851 erfolgten Pensionirung des Directors Carl von Schreibers beginnt, unter der Regierung Seiner Majestät des Kaisers Franz Josef I., eine neue Periode in der Geschichte der Hofcabinete, die Periode der getrennten naturhistorischen Hofcabinete 1851—1876.

Die Direction der vereinigten Cabinete wurde aufgelöst und die Trennung der einzelnen Abtheilungen in ein mineralogisches, zoologisches und botanisches Hofcabinet durchgeführt. Jedes dieser Cabinete, deren Localitäten ohnehin schon früher von einander getrennt gewesen, wurde unabhängig von dem andern gestellt, jeder Vorstand erstattete für sein Cabinet die Berichte unmittelbar an das k. k. Oberstkämmerer-Amt und verwaltete die demselben zugemessene Dotation. Die ersten bei dieser Organisation 1851 zu selbstständigen Vorständen ernannten Custoden waren: Paul Partsch für das mineralogische, Vincenz Kollar für das zoologische und Eduard Fenzl für das botanische Hofcabinet. Für das mineralogische Cabinet wurden systemisirt: 1 Custos, zugleich Vorstand, 2 Custosadjuncten, 1 Assistent, 1 Aufseher und 1 Aufsehersassistent.

Im Jahre 1867 wurden die naturwissenschaftlichen Hofcabinete aus dem Ressort des k. k. Oberstkämmerer-Amtes in jenen des k. k. Obersthofmeister-Amtes übertragen. Mit der Ueberwachung der Verwaltung derselben wurde der Hofbibliothekspräfect und Generalintendant der beiden Hoftheater, Eligius Freiherr v. Münchbellinghausen, betraut. Nach dessen Tode aber (1871) wurden die Cabinete dem Obersthofmeister-Amte unmittelbar unterstellt.

1867 erhielten die bisherigen Custoden und Vorstände den Titel und Rang von Directoren und die bisherigen Custosadjuncten den

Titel und Rang von Custoden; die neue Gehaltsregulirung für den Personalstand datirt jedoch erst vom Jahre 1873.

Als Vorstände, beziehungsweise Directoren, waren während dieser Periode am Mineraliencabinete thätig: Custos Paul Partsch bis zu seinem Tode 1856, Dr. Moriz Hoernes (1837 Praktikant, 1847 Assistent, 1850 Custosadjunct) von 1856 bis zu seinem Tode 1868, und Dr. Gustav Tschermak (1862 Custosadjunct, 1867 Custos) von 1868 bis zu seinem Austritte als Professor der Mineralogie und Petrographie an der Universität Wien 1877. Ausserdem waren und sind theilweise noch am Cabinete angestellt: Dr. Adolf Kenngott (1852 Custosadjunct, trat 1856 als Professor an der Universität zu Pest aus), Eduard Suess (1852 Assistent, 1857 Custosadjunct, trat 1862 als Professor an der Universität Wien aus), Dr. Josef Grailich (1856 Assistent, 1857 Custosadjunct und ausserordentlicher Professor an der Universität Wien, starb 1859), Dr. Friedrich Rolle (1857 Assistent, 1859 Custosadjunct, trat 1862 aus), Dr. Albrecht Schrauf (1861 Assistent, 1862 Custosadjunct, 1867 Custos, trat 1874 als Professor an der Universität Wien aus), Dr. Hermann Dauber (1859 Assistent, starb 1861), Dr. Adolf Weiss (1862 Assistent, trat noch in demselben Jahre als Professor an der Universität Lemberg aus), Dr. Carl Zittel (1863 Assistent, trat in demselben Jahre als Professor der Geologie an der polytechnischen Schule in Carlsruhe aus), Theodor Fuchs (1863 Assistent, 1868 Custos), Dr. Aristides Brezina (1868 Assistent, 1874 Custos) und Dr. Friedrich Berwerth (1874 Assistent).

Die wissenschaftliche Thätigkeit war während dieser 25jährigen Periode am Hof-Mineraliencabinet eine besonders lebendige und bewegte, bedingt einerseits durch die vielen hervorragenden und anregenden Kräfte, welche nach einander an demselben wirkten, und andererseits durch den ausserordentlichen Aufschwung, welchen die mineralogischen und geologischen Studien und Forschungen seit der Gründung der k. k. geologischen Reichsanstalt im Jahre 1849 in Oesterreich genommen hatten.

Es ist hier der Ort, vor Allem des mächtig fördernden Einflusses zu gedenken, welchen der Gründer und erste Director der k. k. geologischen Reichsanstalt, der unvergessliche Wilhelm Ritter v. Haidinger ausübte. Feind jeder Engherzigkeit, betrachtete er alle naturwissenschaftlichen Anstalten als solidarisch verbunden und suchte jede Zersplitterung der Kräfte zu vermeiden, indem er aus einer Anstalt abgab, was in den Bereich einer andern gehörte; ebenso trat er mit den Geldmitteln der ihm unterstehenden Anstalt und mit seinem ganzen Einfluss ein, wo es galt, ein gemeinnütziges Werk zu fördern.

Dieser Opferwilligkeit verdanken eine ganze Reihe von wissenschaftlichen Publicationen ihre Entstehung, die gewissermassen ein gemeinschaftliches Erzeugniss des Hof-Mineraliencabinets und der geologischen Reichsansalt sind.

So der erste Katalog der Bibliothek des mineralogischen Hofcabinets, zusammengestellt von Paul Partsch, herausgegeben von der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien 1851 (2. Auflage bearbeitet von Dr. Albrecht Schrauf, Wien 1864); ferner Kenngott's Ueber-

sichten über die jährlichen Fortschritte der Mineralogie 1844—1852, erschienen im Verlage der geologischen Reichsanstalt, und das grosse Werk von Dr. Moriz Hoernes über die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien (2 Bände, 1856 und 1870), welches einen Theil der Abhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt bildet.

Sehr bezeichnend sagt Haidinger in der Vorrede zu diesem Werke: „Es sei mir erlaubt, noch einen Blick auf die eigenthümlichen Verhältnisse des gegenwärtigen Werkes zu werfen. Herr Dr. Hoernes ist Custosadjunct am k. k. Hof-Mineraliencabinete, Herr Custos Partsch wirkt mit grösster Theilnahme für die Unternehmung, die eigentliche Arbeit geschieht in den Räumen des k. k. Hof-Mineraliencabinets. Die Herausgabe des Werkes ist durch die k. k. geologische Reichsanstalt unternommen und gehört zu ihren Aufgaben . . . . Der ganze Vorgang dieses gemeinschaftlichen Wirkens ist ein Inslebentreten des grossen kaiserlichen Wortes: „Viribus unitis“. Gegenwärtig wird dieses Werk fortgesetzt und ergänzt durch den Sohn des verstorbenen Directors, Prof. Dr. Rudolf Hoernes in Graz, in Gemeinschaft mit dem pensionirten Aufseher des Cabinets, M. Auinger, durch Herausgabe der Gasteropoden der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie“ (1. Heft 1879, 2. Heft 1880, 3. Heft 1882). Auch die mineralogischen Mittheilungen von Gustav Tschermak, welche vom Jahre 1871—1878 als Beilage zum Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt erschienen, gehören in die Reihe jener Publicationen, welche dem von Haidinger angebahnten und von meinem verehrten Freunde Franz Ritter v. Hauer fortgesetzten Zusammenwirken des Hof-Mineraliencabinets und der geologischen Reichsanstalt ihren Ursprung verdanken, ebenso die von Th. Fuchs bearbeitete und von der Reichsanstalt 1873 herausgegebene geologische Karte von Wien, sowie das von Felix Karrer im Hof-Mineraliencabinet ausgearbeitete und von der geologischen Reichsanstalt herausgegebene grosse Werk: „Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellen-Wasserleitung, Wien 1877“.

Auch die Sammlungen haben während jener 25jährigen Periode sehr bedeutende Vermehrungen erfahren. Ich kann hier freilich nur das Wichtigste anführen.

Wie in die frühere Periode die brasilianische Expedition, so fällt in diese Periode die 1857—1859 unter den Befehlen des unlängst, 1883, als Vice-Admiral verstorbenen Commodore Bernhard v. Wüllerstorf-Urbair ausgeführte Novara-Expedition, an welcher ich selbst als Geologe theilzunehmen das Glück hatte. Die reichen botanischen, zoologischen, mineralogischen, geologischen und ethnographischen Sammlungen der Expedition waren im Jahre 1860 im k. k. Augartengebäude als „Novara-Museum“ ausgestellt und wurden nach Auflösung dieses Museums im Jahre 1863 an die Sammlungen der einzelnen Hofcabinete und der inländischen Hochschulen vertheilt.

Die Jahre 1856—1868 während der Amtsthätigkeit von Hoernes müssen als für die weitere Entwicklung der paläontologischen Sammlungen besonders günstig bezeichnet werden. In dieser Zeit erreichte namentlich die Tertiärsammlung jene Ausdehnung, welche sie zu dem

der Zahl der Stücke nach umfangreichsten Theile der paläontologischen Sammlungen des Cabinetes macht. Die Sammlung enthält jetzt mehr als 55.000 Nummern, darunter fast ohne Ausnahme alle von Moriz Hoernes, sowie neuestens von Dr. Rud. Hoernes und M. Auinger beschriebenen und abgebildeten Originalstücke, ferner alle jene Tertiär-Versteinerungen, welche Custos Th. Fuchs gelegentlich seiner mit Unterstützung der k. Akademie der Wissenschaften unternommenen geologischen Untersuchungsreisen in Italien, Griechenland und Egypten in den Jahren 1874—1878 gesammelt hat.

In diese Zeit fällt auch der Anfang der für die Sammlungen des Hof-Mineraliencabinets so überaus erspriesslichen Thätigkeit des Herrn Felix Karrer, welcher als freiwilliger Mitarbeiter für das Cabinet seit dem Jahre 1859 die grosse Foraminiferensammlung schuf, welche gegenwärtig 6000 Nummern (mit 130 Geschlechtern und 1500 Arten) umfasst.

Unter den zahlreichen, durch Kauf erworbenen Sammlungen erwähne ich nur die grosse Petrefactensammlung des Geheimrathes Josef Ritter v. Hauer 1852 (5834 Nummern), eine Sammlung fossiler Säugethierreste von Pikermi, welche 1860 durch ein Geschenk des Herrn E. Brenner v. Felsach vermehrt wurde; 1864 die Petrefactensammlung des Prof. Dr. A. Ritter v. Reuss (1468 Nummern) und 1865 die Petrefactensammlung von E. v. Otto in Dresden (2000 Nummern).

Für den ausserordentlichen Aufschwung, welchen die Meteoritensammlung unter der Verwaltung von Hoernes nahm, war von der grössten Bedeutung die thätige Mithilfe Wilhelm v. Haidinger's, und zu dieser gab wieder ein in Oesterreich stattgehabter Meteoritenfall die Veranlassung.

Der bei Kakowa in Ungarn im Jahre 1858 gefallene Stein wurde durch den Gouverneur der serbischen Wojwodschaft, Grafen Coronini-Cronberg, an Wilhelm Haidinger für die geologische Reichsanstalt übersandt. Haidinger war der Ansicht, dass es für den Fortschritt der Wissenschaft förderlicher sei, wenn nicht eine zweite neue Meteoritensammlung in Wien begründet, sondern die schon vorhandene des Cabinets fortwährend auf ihrer Höhe erhalten werde. Er brachte daher diesen Stein als Geschenk dem Cabinete dar und widmete von da angefangen eine äusserst rege Thätigkeit unserer Sammlung. Er übernahm den Briefwechsel, insbesondere mit den anderssprachigen Ländern, erweckte allerorts durch seine Mittheilungen ein lebhaftes Interesse für den Gegenstand und trug durch seine raschen, jedes fremde Verdienst anerkennenden Publicationen über die eingehenden Stücke dazu bei, dieses Interesse stets wach zu erhalten.

Die Vergrösserung der Wiener Sammlung in dieser 12 Jahre dauernden Periode des Zusammenwirkens von Haidinger und Hoernes war eine ganz ausserordentliche; 204 Stücke, darunter 108 neue Localitäten, wurden erworben, also 9 neue Fallorte im Jahre. Die wichtigste Erwerbung jener Zeit war der grosse, über 6 Centner schwere Stein von Knyahinya in Ungarn, gefallen den 9. Juni 1866, der grösste unter den bekannten Steinmeteoriten.

Hatte Hoernes mehr für die Entwicklung der geologisch-paläontologischen Sammlungen gethan, so trat unter Tschermak's Leitung (1869—1877) wieder die Pflege der mineralogischen und petrographischen Sammlungen in den Vordergrund. Die Lücken im Mineralsysteme wurden nach Thunlichheit durch den Ankauf typischer Stücke ausgefüllt, den Gesteinen wurde eine erhöhte Aufmerksamkeit gewidmet und eine gegen 630 Stück umfassende Sammlung von Dünnschliffen (grossentheils durch den Aufseher Franz Brattina angefertigt) angelegt.

Ganz besonders günstig für die Erwerbung von grossen Pracht- und Schaustücken für die mineralogische Abtheilung war das Jahr 1873, welches durch eine grosse Anzahl von sehr werthvollen Geschenken aus Veranlassung der Wiener Weltausstellung hervorragt.

Was speciell die Meteoritensammlung betrifft, so schenkte Tschermak derselben die grösste Aufmerksamkeit, wie auch seine zahlreichen, auf Meteoriten bezüglichen Publicationen beweisen. Während aber unter Hoernes die Vermehrung der Meteoritensammlung hauptsächlich durch Tausch gegen Stücke der Hauptsammlung vor sich ging, wurden unter Tschermak grössere Ankäufe für die Sammlung vorgenommen. Der Austausch beschränkte sich vielfach nur auf das Auswechseln kleiner, weniger als ein Gramm betragender Splitter. Hervorzuheben sind aus dieser Zeit noch die Schenkungen des Herrn Heinrich Ritter v. Drasche, wodurch der Stein von Lancé (47 Kilo) und die Eisen von Coahuila (198 Kilo) und Toluca (36·5 Kilo) an das Cabinet gelangten; ferner die Schenkung eines 3 Kilo schweren Monolithen von Homestead (Jowa) durch Professor Hinrichs, der Ankauf des Eisens von Ilimaë (52 Kilo), der grossen Tolucaplatte von 21 Kilo und eines Steines ven Pultusk mit 7 Kilo.

Der Gesammtzuwachs in dieser Zeit betrug 177 Stücke, worunter 58 neue Localitäten.

Es würde mich hier zu weit führen, wollte ich die überaus zahlreichen und werthvollen Geschenke anführen, welche das Hof-Mineraliencabinet während der 25jährigen Periode von 1851—1876 theils Forschungsreisenden, theils warmen Freunden und Gönnern verdankt; es ist die Aufgabe einer detaillirteren Darstellung der Geschichte der mineralogischen und geologischen Sammlungen, welche die Herren Custos Fuchs und Custos Dr. Brezina für eine Festschrift des neuen Museums vorbereitet haben, die Namen der Spender und ihre Geschenke dankend zu erwähnen. Nur an den im Jahre 1880 verstorbenen Grossindustriellen Heinrich Ritter v. Drasche-Wartinberg will ich hier noch einmal erinnern, als an den hervorragendsten Gönner aus jüngerer Zeit, welcher dem Cabinet während einer Reihe von Jahren ausser jenen Meteoriten auch die kostbarsten Mineralstufen zum Geschenke gemacht hat, und dem es auch das schöne Skelet des irischen Riesenhirsches, sowie dasjenige eines Höhlenbären aus der Slouper-Höhle in Mähren verdankt. Auch die Sammlung von Gesteinen und Petrefacten von Grönland, welche Julius Payer während der zweiten deutschen Nordpolexpedition (1870—1871) gesammelt hat, und jene von Spitzbergen von Dr. Richard v. Drasche-Wartinberg (1873) mögen hier noch als Geschenke erwähnt sein.

Die Periode der Vorbereitungen für die Uebersiedlung und Neuaufstellung der Sammlungen im k. k. naturhistorischen Hofmuseum, 1876—1883.

Ein neuer und letzter Abschnitt der Geschichte des Hof-Mineraliencabinets beginnt mit dem Bau des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, welcher im Jahre 1872 nach den Plänen von Gottfried Semper und Carl Hasenauer begonnen wurde, sowie mit der Allerhöchsten Genehmigung des Organisationsplanes für dieses Museum im Jahre 1876, welche gleichzeitig mit meiner Ernennung zum Intendanten desselben (am 30. April 1876) verbunden war, und welcher nach dem Austritt Tschermak's im Herbst 1877 auch die Uebernahme der Direction des Hof-Mineraliencabinets von meiner Seite folgte.

Dieser neue Abschnitt ist eine Periode der Vorbereitnngen für die Neuaufstellung der Sammlungen in dem Neugebäude, welches im Jahre 1881 äusserlich vollendet wurde.

Als neue Kräfte sind während dieser Periode in das Mineraliencabinet eingetreten meine früheren Schüler und Assistenten an der k. k. technischen Hochschule J. Szombathy (1878 Assistent bis zu seiner Versetzung an die anthropologisch-ethnographische Abtheilung 1882), und E. Kittl (1882 Assistent).

Die grosse und schwierige Aufgabe, vor welche ich mich gestellt sah, und welche ich mit Hilfe meiner Arbeitsgenossen im Cabinet zu lösen begann, war eine dreifache.

1. Die Trennung der Sammlungen und der Fachbibliothek des Cabinets in eine mineralogisch-petrographische und in eine geologisch-paläontologische Abtheilung.
2. Die möglichste Vermehrung und Ergänzung der Sammlungen nach diesen beiden Richtungen.
3. Die Ausarbeitung der Pläne für die Neuaufstellung der Sammlungen im naturhistorischen Hofmuseum.

Was den ersten Theil dieser Aufgabe betrifft, so glaube ich vor einem Kreise von Fachmännern die Gründe nicht weiter erörtern zu müssen, welche die Trennung der mineralogischen und geologischen Sammlungen und die Gründung einer selbstständigen geologisch-paläontologischen Abtheilung neben der mineralogisch-petrographischen Abtheilung mit Einschluss der Meteoritensammlung als nothwendig erscheinen liessen. Diese Trennung ist durch den Entwicklungsgang der Wissenschaft selbst bedingt und war daher schon früher geplant, nur konnte dem Bedürfnisse der fortgeschrittenen Wissenschaft in dieser Beziehung bei den beschränkten Raumverhältnissen des Hof-Mineraliencabinets nicht entsprochen werden. Es war aber klar, dass die geologisch-paläontologischen Sammlungen, welche bisher einen von den jeweiligen Vorständen des Cabinets bald mehr gepflegten, bald mehr hintangesetzten Theil der Sammlungen ausgemacht haben, nicht blos vervollständigt und erweitert werden mussten, wenn sie dem gegenwärtigen Standpunkte der Geologie und Paläontologie entsprechen sollten, sondern dass diese Sammlungen, wenn ihre gleichmässige Pflege und Fortentwicklung gesichert sein sollte, als eine selbstständige Ab-

theilung neben der mineralogischen organisirt werden mussten, wie dies durch die Allerhöchste Genehmigung des von mir im Jahre 1876 beantragten Organisationsplanes für das neue Museum geschehen ist.

Diese Trennung ist, soweit dies vor der Uebersiedlung in das neue Haus und vor der Neuaufstellung der Sammlungen überhaupt möglich ist, theils schon durchgeführt, theils in der Durchführung begriffen. Custos Dr. Brezina und Assistent Dr. Berwerth besorgen die mineralogische, Custos Th. Fuchs und Assistent E. Kittl die geologische Abtheilung, und schon vom Jahre 1879 angefangen werden die Acquisitionsprotokolle und Inventare für die Sammlungen und die Fachbibliotheken beider Abtheilungen getrennt geführt.

In Bezug auf den zweiten Theil der Aufgabe — möglichste Vermehrung der Sammlungen und Ausfüllung wesentlicher Lücken derselben — war mein Bestreben darauf gerichtet, den Bedürfnissen beider Abtheilungen in gleicher Weise gerecht zu werden. Wie weit dies gelungen ist, darüber geben die in den Acquisitionsprotokollen verzeichneten Erwerbungen seit dem Jahre 1876, beziehungsweise seit 1878, Aufschluss.

Die tabellarischen Zusammenstellungen, welche Dr. Brezina nach den Acquisitionsprotokollen und Inventaren über die in den einzelnen Perioden der seit Gründung der Sammlungen durch Ankauf, Tausch und Geschenk gemachten Erwerbungen für die Mineralien- und Gesteinssammlung, also mit Ausschluss der Meteoriten-Sammlung und der geologischen Sammlungen entworfen hat, ergeben folgende Uebersicht:

Uebersicht über die Mineralien- und Gesteinssammlung.

	Erwerbungen im Ganzen (Nummern)	Erwerbungen pro Jahr (Nummern)
1. Periode 1747—1805 (59 Jahre)	19.271	327
2. Periode 1806—1835 (30 Jahre): C. v. Schreibers Vorstand	34.881	1163
3. Periode 1836—1856 (21 Jahre): P. Partsch Vorstand	24.120	1149
4. Periode 1857—1868 (12 Jahre): M. Hoernes Director	3333	278
5. Periode 1869—1877 (9 Jahre): G. Tschermak Director	4487	499
6. Periode 1878—1883 (6 Jahre): Ferd. v. Hochstetter Director	12.025	2004
Im Ganzen	98.117	716

Aus dieser Uebersicht ergibt sich die ebenso erfreuliche wie bemerkenswerthe Thatsache, dass die mineralogische Sammlung des Cabinets seit dem Bestehen desselben in keiner Periode einen so raschen und bedeutenden Zuwachs erfahren hat, als in der jüngsten, in welcher die durchschnittliche Nummernzahl der jährlichen Erwerbungen sehr beträchtlich (fast um das Doppelte) selbst die höchsten entsprechenden Ziffern aller früheren Perioden übertrifft. Dabei muss noch

besonders hervorgehoben werden, dass auch der materielle Werth der Erwerbungen der jüngsten Periode ein ungewöhnlich hoher ist, wie sich aus der speciellen Anführung einiger der Hauptobjecte ergeben wird. Da ein ähnlich günstiges Verhältniss auch für die geologisch-paläontologische Sammlung gilt, während die Mittel, welche dem Cabinet für neue Erwerbungen durch Ankauf in dieser jüngsten Periode zu Gebote standen, keine grösseren waren, als in den früheren Perioden, so ist dieses erfreuliche Ergebniss in erster Linie einer Reihe grossartiger Schenkungen, sowie der Zuweisung besonderer Werthstücke aus anderen kaiserlichen Sammlungen, in zweiter Linie aber der erhöhten Thätigkeit der Cabinetsbeamten für die Musealzwecke zu verdanken.

Von den neuen Erwerbungen kann ich hier wieder nur das Wichtigste erwähnen.

Aus der k. k. Ambraser-Sammlung wurden dem Cabinete im Jahre 1880, bei Gelegenheit der Ausscheidung der naturhistorischen Gegenstände aus derselben, eine Reihe der werthvollsten Silber- und Goldstufen aus Peru, nebst einer Prachtstufe von Smaragden mit Parisitkrystallen von Sta. Fé di Bogota, welche allein auf 5000 fl. geschätzt ist, überwiesen. Unter den Geschenken sind die umfangreichsten und werthvollsten jene Sammlungen, welche Dr. Richard v. Drasche-Wartinberg als das Ergebniss seiner Forschungsreisen nach den Inseln Bourbon, Mauritius, Luzon und nach Japan (1875 bis 1876), sowie aus dem Nachlass seines 1880 verstorbenen Vaters dem Cabinete gespendet hat, darunter eine Suite von 24 Capdiamanten im Muttergestein im Werthe von 10.000 fl., reiche Golde von Vöröspatak, Berylle aus Sibirien, eine ganze Edelsteinsammlung u. s. w.

An dieser Stelle will ich auch noch auf den prächtigen Nephritblock von 123 Kilo Gewicht aus Neu-Seeland hindeuten, welchen mein Freund Dr. C. Fischer aus Sydney bei seinem Besuche in Europa 1878 von London nach Wien bringen liess, wo er von Heinrich Ritter v. Drasche angekauft und dem Cabinet zum Geschenke gemacht wurde. Dieser Nephritblock ist auch dadurch bemerkenswerth, dass er eine krystallinische Partie enthielt, deren chemische und krystallographische Untersuchung durch den Assistenten Dr. Berwerth zu dem interessanten Resultate führte, dass der Nephrit als eine Varietät des Strahlsteines aufzufassen sei.

Weitere Geschenke an Mineralien und Gesteinen sind zu erwähnen von dem verstorbenen Professor Heinrich Freiherrn v. Ferstel (Onyxmarmor aus Egypten), vom Grotten-Comité in Gams durch Franz Kraus (Gypse), von Dr. Finsch (Mineralien vom Altai), Hofrath v. Hochstetter (Sprudelstein-Suite von Carlsbad), Prof. Dr. Eduard Reyer (die Originalpräparate zu seinen geologischen Arbeiten), Bergrath Pošepny (Präparate von canadischen Gesteinen), Dr. Brezina (die Originalsammlung der Floitenthaler Mineralvorkommen, Localsuiten der krystallinischen Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels und der Koralpengruppe), Dr. Berwerth (Aufsammlungen aus Tirol und der Schweiz), den Afrika-Reisenden Dr. Schweinfurth, E. Marno, Dr. E. Holub, sowie Custos Fuchs (afrikanische Mineral- und Gesteinssuiten), von Baron Saurma in Alexandrien (Cölestin von

Wadi-Tih), Dr. Moskowitz in Batavia (Localsuiten von den Sundainseln), Ing. Heinrich Steininger (die Gesteine des Arlberg-Tunnels), Léon Charpy in St. Amour [Frankreich] (Minerale, Gesteine und Baumaterialien des französischen Jura), Linienschiffs-Lieutenant Alois Ritter v. Becker (Gesteine von der Baffinsbai). Prof. Vélain in Paris (Gesteine von der Insel Amsterdam im Ind. Ocean), Hofrath Dr. A. B. Meyer in Dresden (Gesteine von Borneo und Celebes), Custos Fr. Heger (Gesteine aus dem Kaukasus), Professor C. Herrmann (amerikanische Mineralien), Dr. C. Rominger in Ann Arbor (Kupfererze), von G. Eckhardt und Sokolowski in Lima (Suiten aus den chilenischen und peruanischen Silbergruben), von Dr. Ferdinand Fischer die petrographische Ausbeute der Jan Mayen-Expedition (1882—1883) unter der Leitung des k. k. Linienschiffs-Lieutenants Emil Edler v. Wohlgemuth, von Baron H. Foullon (Originalsuiten von seinen Aufnahmen in Böhmen und in den westphälischen Strontianitgruben); ausserdem wurden viele vereinzelte Stücke von zahlreichen anderen Freunden und Gönnern dem Cabinet zum Geschenke dargebracht.

Dazu kommen noch zwei neue Specialsammlungen, welche für die mineralogisch-petrographische Abtheilung in den letzten Jahren angelegt wurden. Erstens eine paragenetisch-hüttenmännische Sammlung, welche im Jahre 1880 durch Custos Dr. Brezina begonnen wurde und welche durch die Munificenz des hohen k. k. Ackerbauministeriums derzeit bereits ein vollständiges Bild aller in den ärarischen Werken des Inlandes betriebenen Hüttenprocesse liefert. Diese Sammlung enthält 460 Stücke, davon betreffen das Vorkommen und die Gewinnung von Silber 9, von Silber und Blei 106, von Blei 30, Quecksilber 30, Kupfer 63, Zink 55, Uran und Vanadin 17, Schwefel 22, Kohle 25 und Salz 95 Stück. Zweitens eine Baumaterialiensammlung, welche, von Herrn Felix Karrer im Jahre 1878 begründet, in raschem Anwachsen auf 1230 Nummern gebracht wurde und nach den Orten der Verwendung d. h. nach Städten geordnet ist. Bis jetzt sind in dieser interessanten und lehrreichen Sammlung vertreten: Wien, Prag, Troppau, Krakau, Lemberg, Salzburg, Innsbruck, Klagenfurt, Villach, Laibach, Graz, Budapest, Agram, Klausenburg, Czernowitz, die böhmischen Bäder, Predazzo; auch französische, belgische und italienische Marmore sind, soweit sie in Oesterreich Verwendung finden, in diese Sammlung aufgenommen.

Im Jahre 1883 ist hiezu die grosse, 2000 Nummern zählende, nach Fundorten geordnete Bausteinsammlung des österreichischen Ingenieur- und Architektenvereines gekommen, welche derselbe dem Cabinete zum Geschenke gemacht hat.

Die Sammlung von mikroskopischen Gesteinspräparaten (Dünnschliffen), welche früher 630 Nummern umfasste, wurde um 830 vermehrt, so dass dieselbe gegenwärtig aus 1460 Nummern besteht.

Der Meteoritensammlung wurde dieselbe sorgsame Pflege zu theil, wie in den früheren Perioden, und es freut mich, in dieser Beziehung mit besonderer Anerkennung die umsichtige Thätigkeit des

Custos Dr. Brezina hervorheben zu können, welcher die zahlreichen Erwerbungen der letzten Jahre zu verdanken sind.

Die Vermehrung der Meteoritensammlung wurde jedoch in der letzten Zeit auf eine wesentlich veränderte Art betrieben als früher. Bei den fortwährend steigenden Preisen der Händler war eine directe Vermehrung durch vorwiegenden Ankauf ausgeschlossen; andererseits erschien eine so weitgehende Abgabe aus der Hauptsammlung zu Tauschzwecken, wie sie unter Haidinger und Hoernes platzgegriffen, im Interesse der Integrität der Sammlung nicht als wünschenswerth. Es wurde deshalb eine eigene Tauschsammlung begründet, welche gelegentlich grösserer Meteoritenfälle und Funde mit Vorrathsmaterial zu billigen Ankaufspreisen versehen wurde, woraus dann selbst umfangreichere Erwerbungen auf dem Tauschwege leicht bestritten werden konnten. Hiebei wurde ein Hauptgewicht darauf gelegt, alle neuen Localitäten in hinreichend grossen Stücken zu erwerben, welche noch eine deutliche Vorstellung von der petrographischen Structur der Steine und Eisen gewähren.

Von wichtigeren Objecten, welche in dieser Zeit erworben wurden, sind hervorzuheben: der 28 Kilo schwere Steinmeteorit von Tieschitz in Mähren (ein Geschenk des Freih. v. Ulm-Erbach), die durch Tausch erworbenen Steine von Alexinac und Tennasilm, die Eisen von Chulafinnee (15 Kilo) und Lick Creek in Nordamerika, das Prachtstück des Mesosideriten von Estherville in Jowa (21 Kilo) als Geschenk des Dr. Richard Freih. v. Drasche, sowie eine ausgezeichnete Reihe von nahe an 200 vollständig umrindeten Individuen desselben Falles, welche durch Kauf erworben wurden, die ebenso durch Kauf erworbenen Eisen von Ovifac (41 Kilo), sowie die grossen Platten von Staunton (Augusta Co.), Butler und Coahuila, das letztere, sowie ein zweites Stück desselben Eisens mit einer natürlichen Trennungsfläche, welche eigenartige Structurverhältnisse erkennen lässt; endlich eine grosse Reihe (45 Stücke) vollständig umrindeter Individuen von dem Steinregen in Mócs (Siebenbürgen), welche theils im Kaufe, theils im Tausche erhalten wurden, worunter ein Prachtstück von 5·6 Kilo.

Weitere Geschenke an Meteoriten sind zu erwähnen: Von Seiner Majestät dem Kaiser (Meteorstein von Alfianello), von den Herren Dr. O. Buchner in Giessen (Stein von Hungen), Staatsrath H. v. Abich (Grosnaja), Postmeister Tillich in Nezamislitz (Tischtin), Dr. Brezina (Gnadenfrei und Veramin), Professor A. S. Herschel in Newcastle upon Tyne (Middlesbrough).

Im Ganzen betrug die Erwerbung in den letzten sechs Jahren 580 Stücke, worunter 53 neue Localitäten, also nahezu 9 Localitäten im Jahre, so dass damit die höchste Ziffer früherer Jahre erreicht ist.

Dünnschliffe von Meteoriten besitzt das Cabinet 162, wovon 62 unter der Direction Tschermak's hergestellt wurden, während 100 neu sind.

Der gegenwärtige Stand der Meteoritensammlung ergibt sich aus folgender Uebersicht.

Uebersicht über die Meteoritensammlung.

	Im Ganzen						pro Jahr					
	Zahl der erworb. St.	davon d. Kauf	durch Tausch	als Geschenk	Kaufpreis	Zuwachs neuer Loc.	Zahl der erworb. St.	d. Kauf	d. Tausch	Geschenk	Kaufpreis	Zuwachs neuer Loc.
1747—1805	8	3	1	4	—	7						
v. Schreibers 1806—1835	175	61	33	81	2144·13	48	6	2	1	3	71·47	1·6
Partsch 1836—1856	283	139	96	48	6264·33	80	14	7	5	2	298·31	3·8
Hoernes 1857—1868	204	47	98	59	2397·50	108	13	3	6	4	149·84	9·0
Tschermak 1869—1877	177	77	69	19	5975·84	58	20	10	8	2	663·94	6·4
v. Hochstetter 1878—1883	580	272	285	23	3379·38	53	97	45	48	4	563·23	8·8
Im Ganzen 1747—1883	1427	599	582	234	20.161·18	354[1]	10	4	4	2	147·16	2·6

Die Wiener Meteoritensammlung, welche eine Zeit lang von jener des British Museum in London überflügelt war[2]), nimmt demnach mit 354 Localitäten und 1427 Stücken in Bezug auf Vollständigkeit wieder die erste Stelle ein. Der Werth derselben ist von Dr. Brezina auf 140.000 fl. berechnet worden, wobei jedoch nicht Händlerpreise, sondern solche Preise zu Grunde gelegt sind, wie sie bei günstigen Gelegenheiten und bei Ankäufen aus erster Hand bezahlt werden.

Ebenso erfreulich, wie bezüglich der mineralogischen und der Meteoritensammlung, sind die Resultate unserer gemeinsamen Bemühungen bezüglich der Erweiterung der geologisch-paläontologischen Sammlungen in der jüngsten Periode.

Schon im Jahre 1876 war ich so glücklich, die Sammlung fossiler Reste aus den Classen der wirbellosen Thiere durch zwei bedeutende Sammlungen vermehren zu können, nämlich durch eine 1115 Nummern mit mehr als 2000 Exemplaren umfassende Sammlung von Versteinerungen aus dem silurischen Becken von Böhmen, eine grossmüthige Schenkung des 1880 verstorbenen Realitätenbesitzers in Prag, J. M. Edlen v. Schary[3]), und durch Ankauf einer reichen Sammlung von Fossilien aus den Solenhofer Schiefern in Baiern von demselben

[1]) Bei allen obigen Zählungen sind nur die wirklich selbstständigen Localitäten als solche gerechnet. Sublocalitäten wie Steinbach, Breitenbach und Rittersgrün, oder wie S. Rosa, Saltillo, Coahuila u. s. w. wurden vereinigt.

[2]) L. Fletcher, Vorstand der mineralog. Abtheilung des British Museum, gibt in dem neuen Führer 1881 für die Londoner Sammlung 340 Localitäten an, die freilich seither wohl auch wieder vermehrt sein werden.

[3]) Die Hauptsammlung Schary's, welche aus gegen 15.000 Exemplaren bestand, wurde bekanntlich nach dessen Tode nach Amerika verkauft, und die grosse Sammlung J. Barrande's nach dessen Tode 1883 dem Nationalmuseum in Prag in Folge testamentarischer Bestimmung einverleibt.

Sammler, dem auch die Museen in London, München, Berlin und Dresden ihre paläontologischen Schätze von Solenhofen verdanken. Dazu kam 1878 der Ankauf der phytopaläontologischen Sammlung des Prof. Dr. Const. Freih. v. Ettingshausen in Graz (über 8000 Nummern), in welcher alle österreichischen Localitäten fossiler Pflanzen reich vertreten sind.

Weiters sind zahlreiche Geschenke an Petrefacten zu erwähnen von Hofrath v. Hochstetter (Petrefacten aus dem Ural, dem Salzkammergut und von Rügen), M. Dusl in Beraun (Versteinerungen aus dem böhmischen Silur, Carbon und Perm), Dr. Fr. Steindachner (fossile Fische und Reptilien aus England), Dr. Z. v. Bosniaski in San Giuliano (Tertiärconchylien der Umgebung von Sabbro und Rovignano), R. Lawley in Montecchio bei Pisa (Tertiärconchylien aus Toskana), Jesuitencollegium in Kalksburg (Oligocänconchylien von Adelaide in Australien), H. Reusch in Christiania (Silurpetrefacte in Glimmerschiefer), Prof. Dr. C. Zittel in München (Gypsabgüsse von Ammoniten) u. s. w.

Eine bedeutende Vermehrung der Petrefactensammlung ist auch den durch Custos Fuchs und Assistent Kittl eingeleiteten Aufsammlungen an österreichischen Fundorten zu verdanken, wodurch ein Tauschmaterial gewonnen wurde, welches dem Cabinet bereits zahlreiche wichtige Sammlungen aus dem Auslande eingebracht hat.

Ein besonderes Augenmerk wandte ich ferner der Classe der Wirbelthiere zu, und namentlich der Acquisition von grösseren Schauobjecten für die grossen prachtvollen Säle des neuen Museums, von Skeletten der Riesenformen ausgestorbener Reptilien, Vögel und Säugethiere, wie sie uns in den Museen von London, St.-Petersburg, Paris, Kopenhagen, Brüssel, Turin, München, und selbst in den Museen kleinerer Städte, wie Darmstadt, Stuttgart, Tübingen u. s. w. ein so imponirendes und zugleich anregendes Bild geben, bei uns aber früher nur wenig vertreten waren.

1877, 1878 und 1882 erfolgten Ankäufe von grösseren Saurierresten aus dem Lias der Umgegend von Ohmden und Pliensbach in Württemberg, darunter ein Prachtexemplar von *Mystriosaurus Bollensis* von 2·5 Meter Länge und ein *Ichthyosaurus quadriscissus* mit mehreren Jungen.

Ferner sind als werthvolle Geschenke in dieser Beziehung zu verzeichnen: die Reptilienreste (*Ptychognathus* und *Dicynodon*) aus der Karroo-Formation von Südafrika von Alfred Brown in Aluval North, und eine Anzahl grosser Sandsteinplatten mit *Chirotherium*-Fährten von Hessberg und Schackendorf von Hofrath Dr. Eggeling in Hildburghausen.

Eine der bedeutendsten Acquisitionen aber verdankt das Museum meinem Freund und früheren Reisebegleiter auf Neuseeland Dr. Julius Ritter v. Haast, Director des Museums zu Christchurch; ich meine die grossartige Reihe von Skeletten der ausgestorbenen Riesenvögel Neuseelands (Moa der Eingebornen). Schon 1873 hatte Haast die schönen Skelette, welche auf der Wiener Weltausstellung ausgestellt waren, dem Museum zum Geschenke gemacht. Es sind dies jene Skelette, welche derzeit noch im zoologischen Hofcabinet

aufbewahrt sind. Seither hat Haast, und zwar bis in die jüngste Zeit, durch neue Geschenke diese Sammlung ergänzt und vervollständigt, so dass zusammen mit den zahlreichen Moa-Resten, welche ich seinerzeit selbst aus Neuseeland mitgebracht habe, und mit Inbegriff einer Sammlung, welche 1878 mein Freund Dr. Carl Fischer in Sydney geschenkt hat, das Wiener Museum neben dem Museum in Christchurch die grösste und vollständigste Sammlung von Moa-Skeletten und Moa-Resten besitzt [1]).

Die ausserordentliche Bereicherung endlich, welche die Sammlung fossiler Säugethierreste gewann, ist in erster Linie der prähistorischen Commission der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der k. Akademie der Wissenschaften zu verdanken, deren seit 1878 jährlich unternommene Forschungsarbeiten durch die Ausgrabungen in Höhlen auch in paläontologischer Beziehung einen Erfolg erzielten, wie er kaum vorausgesehen werden konnte. Die von mir persönlich geleiteten Ausgrabungen in der Kreuzberghöhle bei Laas in Krain 1878 und 1879 lieferten ein überaus reiches Material vorzüglich erhaltener Reste von *Ursus speläus*. Die beiden aus dieser Ausbeute, welche dem Cabinet von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der k. Akademie der Wissenschaften zum Geschenke gemacht wurde, von Herrn Szombathy zusammengestellten Skelette im Hof-Mineraliencabinet gehören zu den vollständigsten und besterhaltenen Skeletten dieser Art. Ungemein mannigfaltig und reich ist auch die Knochenausbeute aus der Höhle Vypustek bei Kiritein, sowie aus der Lautscher-Höhle bei Littau in Mähren, wo die Ausgrabungen mit Unterstützung Sr. Durchlaucht des Fürsten Johann zu Liechtenstein seit einer Reihe von Jahren unter der Leitung des fürstlichen Oberförsters G. Heintz und des Assistenten Szombathy fortgesetzt werden. Von den Funden will ich nur die zahlreichen Reste von *Felis*, *Hyäna*, *Lynx*, dann von Caniden, ferner von *Rhinoceros*, *Elephas*, *Bos*, *Capra*, *Cervus* u. s. w. erwähnen.

Geschenke an Säugethierresten hat ausserdem das Cabinet in der jüngsten Periode zu verdanken den Herren: Graf Gundacker Wurmbrand (Mammuthreste aus dem Löss von Zeiselsberg), E. v. Ebeczky in Balassa-Gyarmath (grosse Sammlung von Säugethierresten von Ajnácskő), Director Th. Steiner in Vordersdorf (Säugethierreste aus der Braunkohle von Vordersdorf und Köflach), Heinrich Labes in Bukarest (Mastodon- und Rhinocerosreste von Fratesci in Rumänien), J. Kainz

---

[1]) Im neuen Museum werden nicht weniger als 11 vollständige Skelette von folgenden Arten zur Aufstellung gelangen:

Dinornis maximus.
„ *didiformis*
„ *struthioides*
„ *gracilis*
„ *gravis*
„ *crassus*
Palapteryx ingens
„ *elephantopus*
Meionornis casuarinus
Euryapteryx gravis
„ *rheides.*

in Dornbach (Reste von *Mastodon angustidens*), Bachofen v. Echt in Nussdorf (diluviale Säugethierreste von Moosbach bei Wiesbaden), Prof. Dr. R. Hoernes (Gypsabguss des Unterkiefers von *Dinoth. gigant.* von Breitenhilm bei Graz), Prof. Dr. O. Fraas (Knochenreste von Steinheim und aus dem Hohlefels), P. Gervais in Paris (Gypsabgüsse von fossilen Säugethieren u. s. w.

Eine wichtige Errungenschaft als Hilfsmittel für die wissenschaftliche Bearbeitung fossiler und subfossiler Säugethierreste ist die für die geologisch-paläontologische Abtheilung aus dem Nachlasse des im Jahre 1883 in Wien verstorbenen Prof. Ludwig H. Jeitteles angekaufte Sammlung von Schädeln und Skeletten von Säugethieren (451 Nummern), hauptsächlich von Haus- und Jagdthieren, unter welchen die Caniden am vollständigsten vertreten sind.

Stellen wir die Erwerbungen, sei es durch Kauf, Tausch oder Geschenk, für die geologisch-paläontologische Abtheilung während der verschiedenen Perioden aus den Inventaren nach Ziffern zusammen, so ergibt sich folgende Uebersicht:

Uebersicht der geolog.-paläontolog. Sammlungen.

	Erwerbungen	
	im Ganzen	pro Jahr
	Nummern	
1. Periode 1747—1805	3185	—
2. Periode 1807—1835 (30 Jahre): C. v. Schreibers Director	2264	81
3. Periode 1836—1856 (21 Jahre): P. Partsch Vorstand	44.540	2121
4. Periode 1857—1868 (12 Jahre): M. Hoernes Director	45.522	3793
5. Periode 1869—1877 (9 Jahre): G. Tschermak Director	12.408	1379
6. Periode 1878 1883 (6 Jahre): Ferd. v. Hochstetter Director	17.654	2207
Gesammtzahl	125.573	—

Nach dem Stande der Sammlungen mit Ende 1883 besitzt demnach das k. k. Hof-Mineraliencabinet:

an Mineralien und Gesteinen . . . 98·117 Nummern
an Meteoriten . . . . 1427 „
an Versteinerungen . . . . . . 125.573 „
Im Ganzen . . · 225.117 Nummern

Der gegenwärtige Stand der Bibliothek umfasst 12.800 Nummern in 9000 Bänden und 8000 Broschüren, wovon 4800 Nummern auf die mineralogisch-petrographische und 8000 Nummern auf die geologisch-paläontologische Abtheilung kommen.

Bei dem Mangel an Raum mussten beiweitem die meisten der Erwerbungen der jüngsten Periode, nachdem dieselben vorher etikettirt und inventirt wurden, in Kisten verpackt oder offen auf das Depôt im neuen Museum gebracht werden.

Auf diesem Depôt lagern gegenwärtig (Ende 1883) für die mineralogisch-petrographische Abtheilung 139 Kisten, darunter 75, welche eingepackte ältere Sammlungen enthalten, für die geologisch-paläontologische Sammlung aber 424 Kisten, davon 132 mit älteren Sammlungen, im Ganzen also 563 Kisten nebst mehreren grossen uneingepackten Gesteinsblöcken, wie erratische Blöcke, Blöcke mit Gletscherschliffen, sowie die früher erwähnte Bausteinsammlung des Ingenieur- und Architektenvereines.

---

2. Die mineralogisch-petrographische und die geologisch-paläontologische Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums.

(Siehe Tafel V.)

Nachdem ich die Geschichte des k. k. Hof-Mineraliencabinets und seiner Sammlungen in kurzen Zügen dargestellt habe, sei es mir nunmehr gestattet, die Neuaufstellung dieser Sammlungen im k. k. naturhistorischen Hofmuseum zu besprechen und an der Hand der Pläne zu erläutern.

Bei meiner Ernennung zum Intendanten des Museums im Jahre 1876 fand ich, bezüglich der Raumvertheilung an die in dem neuen Museum unterzubringenden Sammlungen der k. k. naturhistorischen Hofcabinete, nur ganz allgemein gehaltene Vorschläge vor. Für die mineralogischen und geologischen Sammlungen des Hof-Mineraliencabinets war die nördliche Hälfte des Hochparterres bestimmt, der grosse Mittelsaal an der Westfront des Hochparterres war als Vortragssaal bezeichnet und die südliche Hälfte des Hochparterrès, sowie das ganze erste Stockwerk sollte den zoologischen Sammlungen eingeräumt werden. Bezüglich der Verwendung des zweiten Stockwerkes, dessen Säle niedriger und für die Aufstellung von Schausammlungen, zu welchen das grosse Publicum Zutritt haben soll, weniger günstig sind, kam überhaupt kein früherer Vorschlag zu meiner Kenntniss.

Diese früher beabsichtigt gewesene Raumvertheilung musste eine sehr wesentliche Abänderung erfahren, da nach dem 1876 Allerhöchst genehmigten Organisationsplane auch die neu gegründete anthropologisch-ethnographise Abtheilung, sowie die botanische Abtheilung in dem Museum untergebracht werden mussten.

Glücklicherweise ist aber der neue Prachtbau so gross angelegt, dass eine Raumvertheilung, welche auch die neu gegründete und durch die zahlreichen Erwerbungen der letzten Jahre zu einer der grössten Sammlungs-Abtheilungen angewachsene anthropologisch-ethnographische Abtheilung in sich schliesst, getroffen werden konnte, ohne die früher für die Aufnahme der mineralogischen und geologischen Sammlungen als genügend erachteten Räume zu schmälern, ja im Gegentheile, es ergab sich als nothwendig, dafür zu sorgen, dass diesen Sammlungen mit Rücksicht auf ihr Anwachsen in der Zukunft noch weitere Räume zugewiesen werden und reservirt bleiben.

Die Raumverhältnisse des Museums sind folgende:

Das über den ausgedehnten Kellerräumen liegende Tiefparterre enthält im Ganzen 68 Räume mit 4202 Quadratmeter Fläche: Wohnungen für Beamte und Diener, Magazine und Laboratorien;

das Hochparterre im Ganzen 47 Räume mit 5040 Quadratmeter Fläche: grosse Säle für die Schausammlungen [1]) und Arbeitszimmer für die wissenschaftlichen Beamten der einzelnen Abtheilungen, sowie für Specialforscher;

der erste Stock, im Ganzen 43 Räume mit 5165 Quadratmeter Fläche (wie im Hochparterre);

der zweite Stock, im Ganzen 43 Räume mit 5102 Quadratmeter Fläche: grosse Säle für wissenschaftliche Specialsammlungen und Arbeitszimmer; somit alle drei für die Unterbringung der Sammlungen bestimmten Stockwerke zusammen 133 Localitäten mit 15.307 Quadratmeter Fläche und mit dem Tiefparterre zusammen 201 Localitäten mit 19.509 Quadratmeter Fläche.

Die wissenschaftlichen Abtheilungen mit den entsprechenden Sammlungen und Fachbibliotheken, zu deren Aufnahme das Museum bestimmt ist, sind:

1. die mineralogisch-petrographische Abtheilung mit Einschluss der Meteoritensammlung,
2. die geologisch-paläontologische Abtheilung,
3. die anthropologisch-ethnographische Abtheilung mit Einschluss der prähistorischen Sammlungen,
4. die zoologische Abtheilung, und
5. die botanische Abtheilung.

Das Wiener naturhistorische Hofmuseum wird demnach das einzige von den analogen grossen naturhistorischen Museen in Europa sein, welches die Sammlungen sämmtlicher naturhistorischer Disciplinen, auch den Menschen und seine Urgeschichte mit inbegriffen, unter einem Dache vereinigt [2]). Das grosse neue naturhistorische Museum von Kensington in London umfasst bekanntlich nur mineralogische, geologische, paläontologische, botanische und zoologische Sammlungen; die prähistorischen und ethnographischen Sammlungen sind davon aus-

---

[1]) Diese Säle, 19 in jedem Stockwerke, haben folgende Ausmasse: der Mittelsaal 255 Quadratmeter, die Ecksäle 234 Quadratmeter, die Säle in den Quertracten 189 und die Säle in den Längstracten 190 Quadratmeter.

[2]) Es sei mir gestattet, hier ein Urtheil von Prof. Boyd Dawkins zu erwähnen, welches dieser berühmte englische Gelehrte in einer Adresse an die Manchester Literary and Philosophical Society welche die Musealeinrichtungen in Britannien behandelte, ausgesprochen hat: „On the Continent in America and in Australia the Museums are as a rule well officered, well arranged and not dependent on casual benevolence, or a burden on the scant resources of the various societies.“ — „With regard to the arrangement of subordinate parts in a museum, that wich is now being carried out in the new Imperial Museum at Vienna under Dr. F. v. Hochstetter seems to me the best; to form one lineal series, inorganic objects forming the base, then paläontological specimens, illustrating the life which has been and leading up to the illustrations of the life, which is now on the earth, Botany, Zoology, Anatomy and the like. When this is completed, the Museum of Vienna will present a more perfect and complete history of the knowledge on the earth and its inhabitants, than has as yet been presented.“ Nature, Nro. 371, Vol. 15, pag. 129 (7. Dec. 1876).

geschlossen; und in Berlin, wo ein neues naturhistorisches Museum geplant ist, hat man für die ethnographischen und prähistorischen Sammlungen ein eigenes Gebäude errichtet, welches eben seiner Vollendung entgegengeht.

Wie die Sammlungen selbst Zeugniss ablegen von dem hohen Sinn und der Munificenz, mit welcher die Herrscher Oesterreichs von jeher bemüht waren, die Wissenschaften zu pflegen und zu fördern, so wird auch die Benützung derselben für die allgemeinen Zwecke der Volksbildung und für die wissenschaftliche Specialforschung den Allerhöchsten Intentionen gemäss in der liberalsten Weise möglich gemacht werden.

Es ist die alte Tradition, die treu bewahrt wird, dass die kaiserlichen Sammlungen Jedermann zugänglich sein sollen zur Belehrung und zum Studium.

Das k. k. naturhistorische Hofmuseum ist daher in erster Linie als öffentliche Bildungsanstalt zu betrachten, in welcher Jedermann, der Drang und Bedürfniss dazu in sich fühlt, nützliche Belehrung finden kann. Zu diesem Zwecke werden die Schausammlungen dienen, welche in sorgfältiger Auswahl und übersichtlicher systematischer Anordnung in Glasschränken und Glaspulten aufgestellt und in den für jede Abtheilung zu veröffentlichenden Führern und Katalogen näher erläutert werden sollen. Sie vermitteln einen Anschauungsunterricht, der zum weiteren Studium der Naturgeschichte anregen und für alle Stände und Classen eine Grundlage der allgemeinen Bildung ausmachen soll.

Der zweite Zweck, welchem die kaiserlichen Sammlungen dienen, ist die wissenschaftliche Forschung. Nicht allein durch das reiche und seltene wissenschaftliche Material der Sammlungen, sondern auch durch die vorzüglichen Fachbibliotheken, welche mit denselben verbunden sind, und durch die Liberalität, mit welcher beide jedem Forscher zugänglich gemacht werden, sind dieselben zugleich wissenschaftliche Institute ersten Ranges, welche stets junge Talente an sich gezogen haben, die hier ihre Studien machten, ihre Kenntnisse erweiterten und selbstständige wissenschaftliche Arbeiten ausführten. Die kaiserlichen Sammlungen sind daher zugleich eine Pflanzschule zur Heranbildung von Forschern, und ergänzen und unterstützen die Hoch- und Fachschulen in ihrer Wirksamkeit. In den wissenschaftlichen Special- und Studiensammlungen, welche neben den Schausammlungen in den Laden der Schränke und Pulte aufbewahrt sind, werden die Objecte, welche zu Specialforschungen dienen oder gedient haben, niedergelegt und für die Wissenschaft und die Studien der Specialisten conservirt.

Nach beiden bezeichneten Richtungen werden die Sammlungen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, dem Bedürfnisse der Wissenschaft und der Zeit entsprechend, jederzeit ergänzt und erweitert werden, wenn auch den Schausammlungen, welche auf einen gewissen Umfang beschränkt sind, in ihrer systematischen Anordnung eine grössere Stabilität gewahrt werden muss, als den in ihrer Anordnung und Ausdehnung freier beweglichen, wissenschaftlichen Specialsammlungen (Hand- oder Ladensammlungen).

Die Raumvertheilung an die einzelnen Abtheilungen ist dem Bedürfnisse dieser Abtheilungen nach dem Umfange ihrer Sammlungen angepasst und so, wie sie aus den gemeinschaftlichen Berathungen mit den Vorständen und Custoden der einzelnen Abtheilungen hervorging, in folgender Tabelle dargestellt:

Abtheilungen	Räume	Stockwerk	Zahl	Fläche in □Meter	im Ganzen □Meter
1. Mineralogisch-petrographische Abtheilung	Säle	Hochparterre	5	996	1756
	"	Zweiter Stock	1	240	
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	Hochparterre	6	263	
	Laboratorien	Tiefparterre	5	257	
2. Geologisch-paläontologische Abtheilung	Säle	Hochparterre	4	828	1949
	"	Zweiter Stock	2	433	
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	Hochparterre	5	195	
	" " "	Zweiter Stock	2	109	
	Laboratorium und Magazin	Tiefparterre	2	384	
3. Anthropologisch-ethnographische Abtheilung	Säle	Hochparterre	9	1802	3777
	"	Zweiter Stock	4	859	
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	Hochparterre	13	561	
	"	Zweiter Stock	5	271	
	Magazin	Tiefparterre	1	284	
4. Zoologische Abtheilung	Säle	Erster Stock	19	3946	7954
	kleinere Räume f. d. Sammlg.	" "	11	717	
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	" "	10	422	
	Säle	Zweiter Stock	9	1833	
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	" "	12	578	
	Magazin u. Präparat.-Räume	Tiefparterre	2	458	
5. Botanische Abtheilung	Säle	Zweiter Stock	3	580	778
	Arbeits- u. Bibliothekszimm.	" "	5	198	

Vergleicht man nach den in dieser Tabelle gegebenen Daten die für die Aufnahme der Sammlungen des k. k. Hof-Mineraliencabinets bestimmten neuen Räumlichkeiten mit den alten, so ergibt sich folgendes Verhältniss.

Das derzeitige Mineraliencabinet besteht aus 4 Sammlungssälen nebst einem Vorzimmer mit einer Gesammtfläche von 607 Quadratmeter, dazu kommen noch 4 unter den Sammlungssälen gelegene kleine Räume, die als Laboratorien und für die Bibliothek benützt werden, und ein kleines Depôt mit zusammen 250 Quadratmeter Fläche; also im Ganzen 857 Quadratmeter Fläche gegenüber 3705 Quadratmeter Fläche im Neugebäude, so dass also den Sammlungen des Cabinets im neuen Museum mehr als viermal so grosse Räumlichkeiten zu Gebote stehen als bisher, und dabei ist für eine noch weitere Raumvergrösserung vorgesehen, indem der zwischen der mineralogischen und geologischen Abtheilung gelegene Ecksaal Nr. VI (mit 234 Quadratmeter Fläche) vorderhand als „Demonstrationssaal" freigelassen ist, um später, je nach dem dringenderen Bedürfniss, entweder

der mineralogischen oder der geologischen Abtheilung angeschlossen zu werden. Raummangel wird daher so bald nicht eintreten können.

Eine der schwierigsten Fragen, welche bezüglich der Einrichtung des neuen Museums gelöst werden musste, betraf die Herstellung der neuen Schränke und Pulte für die Schausammlungen. Von allem Anfange an wurde an dem Principe festgehalten, dass alle Einrichtungsgegenstände für die grossen Säle, welche die Schausammlungen aufnehmen sollen, neu, und wenn auch möglichst einfach und zweckmässig, so doch auch der schönen, künstlerischen Ausstattung der Säle entsprechend hergestellt werden sollen.

Nachdem das Bedürfniss für die einzelnen Abtheilungen festgestellt war, wurden zuerst die Skizzen der verschiedenen Arten von Schaukästen unter Mitwirkung der Vorstände, Custoden und Assistenten der einzelnen Abtheilungen im Allgemeinen nach Form und Ausmass gezeichnet und dann die Detailpläne im Bureau des Hofbau-Architekten Freiherrn v. Hasenauer unter dessen unmittelbarer Leitung durch Herrn Ingenieur Barthelmus ausgeführt. Ein Theil der neuen Einrichtung wird ganz aus gebeiztem Eichenholz ausgeführt, ein Theil aus Holz und Eisen, da sich die Eisenconstructionen namentlich nach den bei der Neueinrichtung der k. zoologischen Sammlung in Dresden durch Hofrath Dr. A. B. Meyer gemachten Erfahrungen als besonders zweckmässig erwiesen haben. Eisenconstructionen wurden daher namentlich für die grossen Schaukästen in der zoologischen Abtheilung (Vögel und Säugethiere), sowie für die Doppelpultkästen mit Aufsätzen und für die freistehenden Kästen in der geologischen und anthropologisch-ethnographischen Abtheilung adoptirt. Sämmtliche Schaukästen wurden ferner, soweit es überhaupt ihre Form und Construction möglich macht, mit Ladenkörpern versehen, welche denjenigen Theil der Sammlungen, welcher nicht zur Schaustellung für das grosse Publicum bestimmt ist, aufnehmen sollen. Gegenwärtig sind sämmtliche Kästen bereits bestellt und theils schon fertig, theils in der Ausführung begriffen. Der Kostenaufwand für diese neue Einrichtung ist ein sehr bedeutender und beträgt nicht weniger als 440.000 Gulden, welche aus dem Stadterweiterungsfond, aus welchem bekanntlich auch die Baukosten des Museums bestritten werden, für diesen Zweck bewilligt wurden.

Nach diesen allgemeinen Bemerkungen komme ich zur speciellen Besprechung der mineralogischen und geologischen Abtheilung.

Der Besucher wird das Museum vom Maria Theresia-Platz aus durch das Hauptportal an der Langseite des Gebäudes betreten. Zu den Bureaux- und Arbeitszimmern führen ein besonderer Diensteingang an der Schmalseite gegen die Ringstrasse zu und die Nebentreppen in der nordöstlichen und südwestlichen Ecke des Gebäudes.

Das Hauptportal führt den Besucher in das Vestibule, von welchem die Haupttreppe in dem Stiegenhause zum ersten und zweiten Stock aufsteigt, während die Stufen rechts und links in die Schausäle des Hochparterres führen. Die Saalreihe beginnt rechts mit Saal I und endet links mit Saal XIX.

Mineralogisch-petrographische Abtheilung.

Für die mineralogisch-petrographische Abtheilung sind die fünf ersten Säle des Hochparterres bestimmt (I—V, siehe den Plan Taf. V). Die Kästen dieser Abtheilung sind Doppelpultkästen mit treppenförmigen Einsätzen und Wandschränke mit Postamenten an der Rückwand, beide aus Holz construirt und mit Ladenkörpern versehen. Nur für die Pultkästen, welche die Edelsteinsammlung aufnehmen sollen, und für die Meteoritensammlung sind andere Constructionen, und zwar theilweise aus Eisen gewählt.

Die Schausammlungen, welche in dieser Abtheilung zur Aufstellung gelangen werden, sind folgende:

1. Die systematische Mineraliensammlung. Für diese Sammlung, in welcher ungefähr 9000 Handstücke in den Pultkästen und 4000 grössere Schaustufen in den Wandkästen zur Aufstellung kommen werden, sind die ersten drei Säle (I—III) bestimmt. In den Pultkästen, deren je fünf in einem Saale stehen, beginnt die Aufstellung an der der Eingangsthüre zugewendeten Seite links und läuft von links nach rechts um die Stirn- (Fenster-) Seite jeden Kastens nach der andern Seite. Das Moh s'sche Mineralsystem, nach welchem diese Sammlung bisher im Hof-Mineraliencabinet aufgestellt war, muss natürlich durch ein dem heutigen Standpunkte der Wissenschaft mehr entsprechendes, wesentlich auf chemischer Grundlage beruhendes System ersetzt werden, wodurch eine vollständige Umordnung der bisherigen Sammlung nothwendig wird. Für die neue Ordnung stand die Wahl offen zwischen dem von Professor Dr. Paul Groth („Tabellarische Uebersicht der einfachen Mineralien nach ihren krystallographisch-chemischen Beziehungen", 2. Aufl., Braunschweig 1882) und dem von Prof. Dr. Ferd. Zirkel (Naumann, Elemente der Mineralogie, 11. Aufl., bearbeitet von Dr. F. Zirkel, Leipzig 1881) aufgestellten System. Bei der nahezu vollständigen Uebereinstimmung dieser beiden Systeme wurde das letztere gewählt, weil es für das Studium der Sammlung von wesentlichem Vortheil schien, dieselbe nach dem in dem verbreitetsten deutschen Lehrbuch der Mineralogie enthaltenen Systeme geordnet zu haben. Demnach wird der erste Saal (I) die Elemente, Sulfide und Oxyde, der zweite Saal (II) die Haloidsalze und Sauerstoffsalze (mit Ausschluss der Silicate), und der dritte Saal (III) die Silicate und Inflammabilien enthalten. Die Aufstellung der Handstücke in den Schaupulten wird Species für Species eine streng systematische sein, und dieser systematischen Reihenfolge soll im Allgemeinen wohl auch die Aufstellung der grösseren Schaustücke in den Wandkästen folgen, doch müssen hier bei der Anordnung auch ästhetische Rücksichten massgebend sein, und namentlich soll eine Ueberfüllung vermieden werden, so dass dem Auge des Beschauers ein ruhiges Verweilen bei jedem einzelnen Objecte möglich ist.

Einzelne Objecte von noch grösserem Umfange, welche auch in den Wandkästen keinen Platz finden, wie die Salzblöcke aus Ungarn, Friedrichshall und Indien, einzelne Gruppen von Eisenerzen, Tropf-

steinsäulen u. s. w. werden an geeigneten Stellen frei zur Aufstellung gelangen.

Schliesslich ist die Rückseite (d. h. die schmale, von den Fenstern abgekehrte Querseite) jedes Kastens zur Aufnahme von zu Kunstgegenständen u. dergl. bearbeiteten Mineralien, wie Pocale aus Bergkrystall, Schalen, Dosen und anderen Gegenständen der Steinschneidekunst aus Achat, Carneol, Lasurstein u. s. w. bestimmt.

Eine besondere Aufstellung in drei in die Fensternischen gestellten Pultkästen wird im Saale III die Sammlung geschliffener und gefasster Edelsteine (Ringsteinsammlung), sowie der Halbedelsteine und Schmucksteine überhaupt erhalten. An der Fensterseite des mittleren Pultkastens dieses Saales wird auch das berühmte Edelsteinbouquet seinen Platz finden, welches von der Kaiserin Maria Theresia 1765 ihrem Gemahl Kaiser Franz I., als dem Gründer der Sammlung, zum Geschenke gemacht wurde.

2. Die Sammlung von Krystallmodellen, nach den Mineralspecies systematisch geordnet. Diese Sammlung gibt ein vollständiges Bild der an den einzelnen Mineralspecies bekannten Krystallreihen; die alten krystallographischen Bezeichnungen nach Mohs werden durch neue nach Naumann und Miller ersetzt werden. Die gegen 4000 Nummern umfassende Sammlung wird in den zwei ersten Pultkästen des Saales IV, ebenfalls nach dem Zirkel'schen Mineralsysteme neu geordnet aufgestellt werden.

3. Die terminologische oder Kennzeichensammlung. Für diese berühmte, wesentlich von Partsch angelegte Sammlung sind die vier weiteren Pultkästen des Saales IV bestimmt. Sie beginnt mit den nach den sechs Krystallsystemen geordneten Krystallmodellen, an die sich dann die Belegstücke für die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Mineralien anschliessen. Eine wesentliche Erweiterung wird in der letzteren Abtheilung die Sammlung von Pseudomorphosen erfahren, so dass die ganze Sammlung gegen 2000 Nummern enthalten wird.

4. Die paragenetisch-hüttenmännische Sammlung. Diese neue Sammlung, welche ich schon früher erwähnt habe, soll in den Wandkästen des Saales IV zur Aufstellung gelangen. Für die wichtigsten Hüttenprocesse werden von den das Erzvorkommen repräsentirenden Rohstücken angefangen bis zu dem fertigen Endproducte alle Zwischenstufen der mechanischen und chemischen Veränderung vertreten sein. Grosse Wandtafeln sollen die hauptsächlichsten Hüttenprocesse erläutern. Auch die wichtigsten, nicht technisch verwerthbaren Mineralassociationen, wie sie im Granit, in vulkanischen Gesteinen u. s. w. vorkommen, sollen in dieser Sammlung, welche im Ganzen gegen 2500 Nummern umfassen dürfte, zur Anschauung gebracht werden.

5. Die systematisch-petrographische Sammlung. Für diese umfangreiche, der Hauptsache nach ebenfalls neue Sammlung, welche gegen 10.000 Gesteine enthalten wird, sind die Wandkästen des Saales V bestimmt. Für die Anordnung der Eruptivgesteine ist das von Prof. Dr. H. Rosenbusch („Mikroskopische Physiographie

der massigen Gesteine", Stuttgart 1877, und „Ueber das Wesen der körnigen und porphyrischen Structur bei Massengesteinen", im Neuen Jahrbuch für Mineralogie u. s. w., 1882, II. Bd., pag. 1—17) aufgestellte System in Aussicht genommen.

6. Die Meteoritensammlung kommt in fünf Mittelkästen des Saales V zur Aufstellung. Für die grossen Stücke, und zwar für die Eisen ist der erste, für die Steine der fünfte Kasten bestimmt. Der zweite und vierte Kasten wird die eigentliche Hauptsammlung nach dem von Gustav Rose begründeten petrographischen Systeme geordnet enthalten, und zwar wieder der erstere die Eisenmeteoriten, der zweite die Meteorsteine. Der dritte Mittelkasten endlich ist für eine terminologische Meteoritensammlung bestimmt, in welcher an ausgewählten Stücken alle Eigenthümlichkeiten der Rinde und der inneren Structur, ferner verwandte oder mit Meteoriten verwechselte Körper, sog. Pseudo-Meteoriten u. dergl., vertreten sein werden.

7. Die Baumaterialiensammlung. Diese grosse, durch Herrn Felix Karrer und durch die Schenkung des österreichischen Ingenieur- und Architektenvereins, wie ich schon früher erwähnt habe, bereits auf 4000 Nummern angewachsene Sammlung wird in einem besonderen Saale (LVI) im zweiten Stock zur Aufstellung gelangen. Geographisch geordnet wird diese aus Stücken von durchaus einheitlichem Format bestehende Sammlung ein vollständiges Bild aller österreichischen und der wichtigsten ausländischen Baumaterialien geben. Nur die Baumaterialien von Wien sollen, wenn möglich, noch in dem petrographischen Saale V aufgestellt werden.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, dass von den bisher im k. k. Hof-Mineraliencabinet zur Schau aufgestellt gewesenen Sammlungen nur die sogenannte technische Sammlung von Mineralien und Felsarten nicht mehr als solche zur Aufstellung gelangen wird. An ihre Stelle treten im neuen Museum die der systematischen Mineraliensammlung angeschlossene Edelsteinsammlung und die als besondere Sammlungen zur Aufstellung gelangende paragenetisch-hüttenmännische und petrographische Sammlung, sowie die Baumaterialiensammlung, in welche Sammlungen die betreffenden Partien der früheren technischen Sammlung eingereiht werden.

Ausser den angeführten sechs Schausammlungen werden noch in Schubladen aufbewahrt sein folgende Specialsammlungen:

1. Eine systematische Handsammlung von Mineralien, welche als Ergänzung der systematischen Schausammlung alle grösseren Suiten eines Vorkommens, die für die Aufstellung nicht genügend schönen oder charakteristischen Stücke, sowie alle neueren Acquisitionen, welche von Zeit zu Zeit in grösseren Partien zur Neuaufstellung gelangen sollen, enthalten wird.

2. Eine systematische Mineraliensammlung kleinen Formates, als Studiensammlung, welche aus der ehemaligen zweiten Handsammlung gebildet wurde und die Bestimmung hat, angehenden Mineralogen zu Studien zu dienen, wozu die erste Handsammlung sowohl ihres grossen Umfanges als auch der Kostbarkeit vieler Stücke wegen

nicht geeignet ist. Einen Anhang zu dieser Studiensammlung bilden verschiedene Suiten von Krystallmodellen, darunter die Hau y'schen Decrescenz-Gestalten, die Modelle von Zwillingskrystallen, welche Theodor von Gutzeit als Beleg zu seinen theoretischen Arbeiten geschenkt hat u. s. w., sowie eine Sammlung kleiner isolirter Krystalle von Mineralien.

3. Eine Dünnschliff- und Präparatensammlung von Mineralien, Meteoriten und Gesteinen.

4. Eine nach Localitäten geographisch geordnete Ladensammlung von Gesteinen, welche insbesondere die Bestimmung hat, grössere Localsuiten aus fremden Ländern, welche zu speciellen Untersuchungen dienen oder gedient haben, aufzunehmen.

5. Eine Ladensammlung von Baumaterialien, in welcher grössere Suiten, sowie Stücke minder guten Formates, endlich neuere Erwerbungen aufgesammelt werden.

6. Eine Ladensammlung paragenetisch-hüttenmännischer Stufen, welche schwach vertretenen Processen angehören, deren Aufstellung bis zur Vervollständigung derselben aufgespart werden muss, ferner Stücke von geringerer Schönheit und grössere Suiten einzelner Vorkommnisse.

7. Eine Tausch- und Doublettensammlung.

Diese sieben Sammlungen werden in den Ladenkörpern der Schränke in den Schau- und Arbeitssälen untergebracht.

Das chemische Laboratorium, welches drei Zimmer und zwei Vorräume im Tiefparterre der Nordwestfront umfasst, wird nach der Vollendung der Aufstellung der Sammlungen nach Massgabe der vorhandenen Mittel eingerichtet.

Geologisch-paläontologische Abtheilung.

Mit Saal VII beginnt die geologisch-paläontologische Abtheilung, welcher im Hochparterre die drei Längssäle VII, VIII und IX und der grosse Mittelsaal X zugewiesen sind.

Die Kästen dieser Abtheilung sind Doppelpultkästen mit aufgesetzten Glasschränken und Wandkästen, beide aus Holz und Eisen construirt, die ersteren in ihrer äusseren Form ähnlich den Kästen in den geologischen Museen zu Stuttgart und Carlsruhe, welche sich in diesen neu eingerichteten Sammlungen aufs vortrefflichste bewährt haben. Sowohl die Pultkästen wie die Wandkästen haben Ladenkörper. Nur der grosse Mittelsaal wird grosse freistehende Glaskästen für fossile Skelette und Säugethierreste, sowie einen langen Wandschrank mit schiefer Glasfläche für die Sammlung fossiler Pflanzen erhalten.

Die Schausammlungen werden aus folgenden einzelnen Sammlungen bestehen:

1. Die allgemeine geologisch-paläontologische Sammlung, stratigraphisch geordnet nach Perioden und Formationen, und innerhalb der einzelnen Formationen, soweit dies möglich ist, geographisch nach geologischen Provinzen. Für die Aufstellung dieser gegenüber der entsprechenden früheren Sammlung des Hof-Mineralien-

cabinets ausserordentlich vermehrten geologischen Hauptsammlung sind zwölf Doppelpultkästen mit Aufsätzen und sechs einfache Pultkästen in den Sälen VII, VIII und IX bestimmt. Saal VII wird die Sammlungen der azoischen und paläozoischen Periode aufnehmen, Saal VIII jene der mesozoischen und Saal IX jene der känozoischen Periode. Jeder Saal wird also ein einheitliches Bild der grossen geologischen Perioden und der Entwicklungsgeschichte der Thiere und Pflanzen während derselben geben.

Geologische Karten und Durchschnitte, sowie landschaftliche Bilder an den Wänden werden zu weiterer Erläuterung dienen.

2. Die Sammlung fossiler Vögel- und Säugethierreste. Für die Aufstellung dieser neuen Sammlung ist der grosse Mittelsaal X bestimmt. Da bei weitem der grösste Theil der diese Sammlung ausmachenden Objecte der quaternären oder anthropozoischen Periode angehört, so wird dieser Saal im Anschluss an die früheren, für die älteren Perioden bestimmten Säle hauptsächlich diese Periode repräsentiren.

Die Zierde dieses Saales werden die schon früher erwähnten 11 Skelette der ausgestorbenen flügellosen Riesenvögel von Neuseeland (Moa) sein, welche das Museum meinem Freunde Dr. Julius Ritter v. Haast verdankt, das Skelet des irischen Riesenhirsches, sowie die Skelette der grossen Höhlenraubthiere der Diluvialzeït aus den mährischen und krainerischen Höhlen.

Bei der grossen Ausdehnung jedoch, welche die Sammlung fossiler Säugethierreste aus der Quaternärperiode in jüngster Zeit, namentlich durch Höhlenfunde, gewonnen hat, wird es nothwendig werden, denjenigen Theil dieser Sammlung, welcher mit urgeschichtlichen Funden zusammenhängt, die die Existenz des Menschen schon während der Diluvialzeit beweisen, in dem anstossenden Saale XI, mit welchem die anthropologisch-ethnographische Abtheilung beginnt, zur Aufstellung zu bringen. Da dieser Saal XI der ältesten Periode der menschlichen Urgeschichte, der Steinzeit, gewidmet ist, und die urgeschichtliche oder paläo-ethnologische Sammlung sich naturgemäss an die jüngste geologische Periode anschliesst, so ist trotz der Trennung der wissenschaftliche Zusammenhang vollständig gewahrt.

3. Die Sammlung fossiler Pflanzen oder die phytopaläontologische Sammlung. Für diese ebenfalls neue Sammlung ist die Kastenreihe an der langen Rückwand des Mittelsaales X bestimmt; ihre Aufstellung hat Prof. Dr. Constantin Freiherr v. Ettingshausen übernommen; dieselbe soll die Entwicklung, welche die Vegetation in den geologischen Perioden im Allgemeinen erfahren hat, zur Anschauung bringen, speciell aber die Entwicklung der Floren der Jetztwelt aus der gemeinsamen Stammflora — der Tertiärflora — zeigen. Dies letztere soll geschehen erstens durch die Nachweisung der Florenelemente, welche in der Tertiärflora vereinigt sind; zweitens durch die Aufstellung der phylogenetischen Reihen, welche beweisen, dass Species der Tertiärflora mit Species der Jetztflora genetisch zusammenhängen, und dass progressive Formen

und Varietäten der Tertiärpflanzen und regressive der jetztweltlichen unmittelbar in einander übergehen.

Da das wahre natürliche System eben nur auf entwicklungsgeschichtlicher Basis beruht, so wird die geologisch-phylogenetische Aufstellung zugleich eine Repräsentation des Pflanzensystems in seinen allgemeinsten Umrissen sein, wobei die fossilen Species durch reichliche Beilagen der denselben nächstverwandten lebenden Pflanzen erläutert werden sollen.

Zum Schlusse der Aufstellung werden zwei der am vollständigsten ausgebeuteten Lagerstätten der Tertiärformation, Parschlug und Schönegg in Steiermark, die wichtigsten ihrer Schätze zeigen, wobei insbesondere die zur Tertiärzeit bestandene Mischung der Florenelemente klar hervortreten wird. Ausserdem werden in der Aufstellung noch zahlreiche Localitäten fossiler Pflanzen repräsentirt sein, welche sich auf die wichtigsten pflanzenführenden Formationen vertheilen.

4. Die dynamisch-geologische Sammlung. Diese gleichfalls neu angelegte Schausammlung, für welche vorderhand die Wandkästen der Säle VII, VIII und IX bestimmt sind, soll die gegenseitigen Einwirkungen der verschiedenen Glieder des Erdganzen auf einander zur Anschauung bringen oder die Wirkungen jener Kräfte, welche die Veränderungen an der Erdoberfläche bedingen. In Saal VII sollen instructive Objecte, welche die Lebenswirkungen (zoogene und phytogene Bildungen) demonstriren, zur Aufstellung gelangen (Korallenriffe, Strandbildungen, Kohlen- und Torfbildung u. s. w.); in Saal VIII Wind-, Wasser- und Eiswirkungen (Erosions- und Zersetzungs-Erscheinungen, Corrosionsformen, Concretionen, Salzbildungen, Sinterbildungen, Gletscherschliffe u. s. w.), und in Saal IX die Feuerwirkungen (vulkanische Bildungen, Absätze von Solfataren, heissen Quellen u. s. w.).

Nach Möglichkeit soll diese Sammlung auch mit Bildern und Reliefs ausgestattet werden. Wie lehrreich und anziehend eine solche Sammlung nicht allein für den Fachmann, sondern auch für das grosse Publicum eingerichtet werden kann, beweist die analoge Sammlung, welche Prof. Alb. Heim im Polytechnicum in Zürich unter der Bezeichnung: „Sammlung für allgemeine Geologie (dynamische Geologie)“ aufgestellt hat [1]).

---

[1]) Alb. Heim's Eintheilung ist folgende:

I. Die von aussen wirkenden Agentien.

A. Wirkungen des Wassers: 1. chemische Erosion, 2. chemische Alluvion. Gesteinsbildung durch chemischen Absatz, 3. mechanische Erosion und Alluvion, 4. mechanische Wirkung des Eises.

B. Wirkungen der Atmosphäre allein (Flugsande aus Wüsten, Dünensand, Meteorstaub, Löss, Sanderosion an Felsen. Blitzwirkungen: Verglasungen am Fels der Berggipfel, Blitzröhren).

C. Wirkungen der organisirten Natur: 1. Bildung phytogener Gesteine, 2. die Erhaltungszustände der Organismen (Versteinerungsprocesse). 3. Bildung zoogener Gesteine, 4. Bohrseeigel, Bohrmuscheln u. s. w.

II. Die von innen wirkenden Agentien.

A. Vulkane.

B. Erscheinungen der Plateau- und Kettengebirge (mechanische Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung, Biegungen, Fältelungen, Clivage, Senkung, Verquetschung, Rutschflächen u. s. w.).

Da diese Sammlung einer grossen Ausdehnung fähig ist, so wird es sich später, zumal wenn auch die stratigraphisch- oder historisch-geologische Sammlung sich bedeutend vermehren sollte, vielleicht empfehlen, derselben einen eigenen Saal einzuräumen, und dann wäre der Ecksaal VI, welcher zwischen der mineralogisch-petrographischen und geologischen Abtheilung liegt und vorerst frei gelassen ist, der geeignetste Saal für deren Aufstellung, um so mehr, als sich die dynamisch-geologische Sammlung, namentlich nach ihrer chemisch-physikalischen Seite, vollkommen naturgemäss an die paragenetische und petrographische Sammlung der mineralogischen Abtheilung anschliessen wird.

Die wissenschaftlichen Specialsammlungen, welche nicht für das grosse Publicum bestimmt sind und in den Ladenkörpern der Schaukästen untergebracht werden, sind der Hauptsache nach paläontologische Sammlungen der niederen Thierclassen, welche dem Fachmann bei der Durchführung paläontologischer Arbeiten als Bestimmungs- und Vergleichsmaterial zu dienen haben und mit Rücksicht auf diesen Zweck eingerichtet sein müssen.

Als Grundprincip der Eintheilung soll daher, wie dies bisher bei der Petrefactensammlung der Fall war, die systematisch zoologische Anordnung beibehalten werden, jedoch mit der Abänderung, dass das Material nach den drei grossen Epochen der geologischen Entwicklungsgeschichte (paläozoisches, mesozoisches und känozoisches Zeitalter) auseinander gelegt wird und die zoologische Ordnung erst innerhalb dieser drei Abtheilungen zur Durchführung gelangt. Es ist jedem Fachmann einleuchtend, welche praktischen Vortheile eine solche Anordnung für die Benützbarkeit der Sammlungen bietet, während die Vereinigung der drei Abtheilungen bei der fundamentalen Verschiedenheit, welche die Organismen der drei Epochen zeigen, auch vom wissenschaftlichen Standpunkte aus nicht geboten erscheint.

Wir werden also im neuen Museum folgende Specialsammlungen haben:

1. Eine zoologisch geordnete Sammlung paläozoischer Versteinerungen, welche im paläozoischen Saal (VII) untergebracht sein wird;
2. eine zoologisch geordnete Sammlung mesozoischer Versteinerungen in Saal VIII;
3. eine zoologisch geordnete Sammlung känozoischer Versteinerungen in Saal IX.

   Dazu kommt noch

4. die Foraminiferensammlung, welche in einem besonderen Kasten in einem der Arbeitszimmer aufgestellt werden wird, und
5. die grosse Sammlung von Mollusken des Wiener Beckens und der österreichischen Tertiärablagerungen überhaupt, welche, soweit das Material derselben nicht in Saal IX für die Zwecke der Schausammlung verwendet wird, im ersten Stock in den beiden Sälen LIV und LV zur Aufstellung gelangen wird. Zur Unterbringung dieser Sammlung werden die alten Pultkästen des Hof-Mineraliencabinets verwendet werden, und die beiden an die grossen Säle anstossenden Nebenräume werden

als Arbeitszimmer für Diejenigen dienen, welche speciell Tertiär-Studien machen wollen.

6. Endlich sollen die Ladensammlungen so eingerichtet werden, dass in jedem der vier Säle VII, VIII, IX und X ein bestimmter Raum für die Unterbringung von Localsuiten von Petrefacten, namentlich aussereuropäischer Localitäten oder neuer Fundorte übrig bleibt.

Das grosse Magazin und Laboratorium im Tiefparterre wird endlich Raum genug bieten zur Aufbewahrung von Doublettensammlungen, für Präparationsarbeiten, Herstellung von Gypsmodellen und dergleichen.

Im Vergleich zu den bisher im Hof-Mineraliencabinet theils als Schau-, theils als Ladensammlungen aufbewahrt gewesenen geologisch-paläontologischen Sammlungen ergibt sich also, dass die specielle geologisch-paläontologische Sammlung von Niederösterreich mit Theilen der benachbarten Länder als solche im neuen Museum nicht mehr zur Aufstellung gelangen wird. Die Aufstellung einer österreichisch-geologischen Sammlung neben den neueren grossartigen und vollständigen Sammlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt ist kein Bedürfniss mehr. Das Material der früheren Sammlung wird theils der allgemein-geologischen Sammlung, theils der Sammlung der Mollusken des Beckens von Wien einverleibt. Ebenso kommt auch die im Mineraliencabinet als Schausammlung aufgestellt gewesene unbedeutende und unvollständige Petrefactensammlung als solche nicht mehr zur Aufstellung; ihr Material wird theils in die allgemein-geologisch-paläontologische Sammlung, theils in die paläontologischen Ladensammlungen vertheilt, und die kleine Sammlung fossiler Pflanzen, welche dieser Petrefactensammlung angeschlossen war, wird durch die neue umfassendere phyto-paläontologische Sammlung ersetzt.

Zum Schluss seien mir noch einige Worte gestattet über die künstlerische Ausstattung der zukünftigen mineralogischen und geologischen Abtheilung.

Nach dem Plane des Architekten Carl Freiherrn v. Hasenauer sollen sämmtliche 19 Schausäle des Hochparterre, also die Säle der mineralogischen, geologischen, prähistorischen und ethnographischen Sammlungen eine diesen Sammlungen entsprechende Ausstattung mit grösseren Oelgemälden erhalten, welche die Wände oberhalb der Schaukästen zieren werden. Von diesen Oelgemälden ist bereits ein grosser Theil ausgeführt oder in der Ausführung begriffen, und es ist zu hoffen, dass auch die Ausführung der zweiten Serie dieser Gemälde, die es möglich machen wird, alle Säle des Hochparterres in gleicher Weise auszustatten, die Genehmigung der massgebenden Stelle erhalten wird. Bis jetzt sind die betreffenden Gemälde nur für einen Saal der mineralogischen Abtheilung, und zwar für den Ecksaal Nr. IV, dann für den Ecksaal Nr. VI, welcher vorderhand als Demonstrationssaal freigelassen ist, und für zwei Säle der geologischen Abtheilung, nämlich die Säle IX und X in der Ausführung begriffen.

Der Saal IV wird 8 Gemälde erhalten, und zwar:

Zwei grosse von 2° 9″ Länge und 5′ 9″ Höhe: der Schlern mit den Erdpyramiden auf dem Ritten bei Bozen und eine Quadersandstein-

Felspartie aus der böhmischen Schweiz, das Prebischthor, beide von Professor Ed. v. Lichtenfels;

zwei mittlere von 1° Breite und 5′ 9″ Höhe: der grosse Fischsee in der Tátra, von Professor Ed. v. Lichtenfels, und der Plöckensteinsee mit der Plöckensteinwand im Böhmerwald, von Adolf Obermüllner;

vier kleine von 2′ 9″ Breite und 5′ 9″ Höhe: das grosse Rekaloch bei Divazza im Triestiner Karst, der Eissalon in der Eishöhle von Dobschau in Ungarn, der Wergotsch, Basaltfels bei Aussig in Böhmen, und der Schreckenstein, Phonolithfels bei Aussig in Böhmen, sämmtlich von Professor Ed. v. Lichtenfels.

Für den Saal VI sind bestimmt:

Zwei grosse Bilder: Der Kaiser-Franz-Josefs-Fjord an der Ostküste von Grönland von Albert Zimmermann in Salzburg, das Kaiser-Franz-Josef-Land mit dem „Tegetthoff" von Julius Ritter v. Payer;

Ein mittleres: Der Kaiser-Franz-Josef-Gletscher in den südlichen Alpen von Neuseeland von Adolf Obermüllner, und

zwei kleinere: Landschaftliche Skizzen von der Küste des Kaiser Franz-Josef-Landes, der Austria-Sund und Cap Tirol, von Julius Ritter v. Payer.

Saal IX wird erhalten:

Drei grössere Bilder: Washakie, Bad Lands in Wyoming, Nordamerika (Eocänlandschaft), der Riesendamm von Antrim an der Küste von Irland (Basaltformation), Rotomahana, der warme See mit den Sprudeln Tetarata und Otukapuarangi auf der Nordinsel von Neuseeland;

zwei mittlere Bilder: Der thätige Krater des Vulkans Tangkuban Prahu auf Java und Ausbruch des Georg-Vulkans von Santorin im griechischen Archipel; sämmtlich von August Schäffer.

Für den grossen Mittelsaal X sind endlich bestimmt:

Drei grössere Bilder, 1° 3′ 8″ lang, 5′ 9″ hoch: Ideallandschaft der Steinkohlenperiode (Vegetationsbild mit Amphibien und Reptilien), Ideallandschaft der Juraperiode (Vegetationsbild mit Reptilien und Vögeln), Ideallandschaft der Eocänperiode (Vegetationsbild mit Säugethieren) von Josef Hofmann;

zwei mittlere, 1° 2′ 3″ breit, 5′ 9″ hoch: *Elephas primigenius* (das sibirische Mammuth) und die ausgestorbenen Riesenvögel (Moa) von Neuseeland, von Heinrich Otto;

vier kleinere Vegetationsbilder aus der Jetztwelt: Banyanbaum (*Ficus indica*), Asien; Baobabbaum (*Adansonia digitata*), Afrika; Mangrovenwald an der brasilianischen Küste, Amerika, und Farnwald in Australien, von Josef Hofmann.

Ich kann diese Auseinandersetzungen nicht schliessen, ohne mit dem aufrichtigsten und ergebensten Dankgefühle anzuerkennen, wie sehr mir meine Aufgabe erleichtert wurde durch meinen hohen Chef, Seine Durchlaucht den Fürsten Constantin zu Hohenlohe-Schillingsfürst, welcher meine Vorschläge und Anträge jederzeit auf das Wohlwollendste entgegengenommen hat. Aber auch meinen Arbeitsgenossen

im Mineraliencabinet und den vielen Freunden und Gönnern, welche uns in unseren Zielen und Bestrebungen so kräftig unterstützt haben, bin ich zum wärmsten Dank verpflichtet.

Noch stehen wir vor dem letzten und schwierigsten Theile unserer grossen Aufgabe, vor der Uebersiedlung der Sammlungen und der Neuaufstellung derselben in dem Neugebäude. Mit vereinten Kräften wird, so hoffe ich, auch diese Aufgabe in den nächsten Jahren glücklich gelöst werden. Dann wird der Prachtbau seine Bestimmung erreicht haben; dann wird zur Wirklichkeit geworden sein, was die goldene Inschrift über dem Hauptportale sagt:

Dem Reiche der Natur und seiner Erforschung
Kaiser Franz Josef I.

Der podolische Hügelzug der Miodoboren als ein sarmatisches Bryozoën-Riff.

Von Lorenz Teisseyre.

I.

Nachdem bereits von Barbot de Marny[1]) auf das Vorkommen von sarmatischen Bryozoën-Riffen[2]) in Russisch-Podolien hingewiesen wurde, hat neuerdings Hilber das Auftreten des sarmatischen Kalksteines in dem galizischen Theile des betreffenden von Podkamień bei Brody bis Kamieniec Podolski sich fortziehenden Höhenzuges als ein riffartiges bezeichnet, indem er das von ihm zu Podkamień erkannte Verhalten des Kalksteines zum Sandsteine betonte[3]).

Aus den Beobachtungen über die Lagerung des „Serpulenkalkes", welche ich wiederholt anzustellen Gelegenheit hatte, ergeben sich gewisse identische Folgerungen, und soll hier vorerst deren kurze allgemeine Zusammenfassung versucht werden.

Der Besprechung dieses Gegenstandes muss in Bezug auf das dem vorliegenden Aufsatz hauptsächlich zu Grunde liegende Gebiet des Kartenblattes Tarnopol (1:75.000) die Constatirung einer relativ weiten Verbreitung der Kaiserwalder Schichten vorausgeschickt werden. Es sind dies Lithothamnien-Conglomerate und mit denselben wechsellagernde, gleichfalls aus Lithothamnien-Detritus bestehende Kalksandsteine, welche mir in den Steinbrüchen, die den Eisenbahndamm östlich von Tarnopol begleiten, folgende Fossilien geliefert haben:

Pecten scissus E. Favre h.
Pecten cf. scissoides Hilb.
Pecten resurrectus Hilb. *
Wellig verlaufende Radialstreifen, wie von Hilber angegeben.
Pecten cf. quadriscissus Hilb. *

---

1) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. LIII., pag. 339. Wien 1866.

2) In dem in den Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1867, pag. 174, erschienenen Referate über die bezügliche russische Publication dieses Autors wird von „bryozoischen Atollen" gesprochen, welche bei Negiu und Prevorotje (Kamieniec N) *Cardium protractum* und *Modiola marginata* enthalten, und welche aus *Eschara (Pleuropora) lapidosa* bestehen.

3) Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 278, 280 und 309.

Auf jedes der vier Rippchen, in welche die Hauptrippen gegen den unteren Schalenrand, nach Hilber, zerlegt sind, entfallen vier überaus feine Radialstreifen.

Pecten cf. Lilli Pusch.
Pecten nov. f. aff. Richthofeni Hilb. *

Zehn ungespaltene Hauptrippen, welche mit je vier ziemlich deutlichen, auf die beiden unteren Drittel der Höhe beschränkten Radialstreifen versehen sind. Zwischen diesen letzteren verlaufen ausserdem im untersten Drittel einzelne schwächere, nur unter der Loupe bemerkbare Streifen.

Die betreffenden, mit einem Sternchen versehenen Formen sind bis jetzt nur aus den Baranower Schichten bekannt; *Pecten scissoides* nur aus den Kaiserwalder Schichten; *P. scissus* aus diesen beiden Horizonten der Scissus-Fauna, und ausserdem aus den unteren Sanden von Zniesienie bei Lemberg (Łomnicki, Kosmos, Lemberg 1882, pag. 242). Die den Salzthonen eigenthümliche Form des *Pecten Lilli* ist bereits von Tietze aus den Kaiserwalder Schichten (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1882, pag. 25), von Hilber aber aus mediterranem Sande von Podhorce [1]) und aus Ervilienschichten [2]) nachgewiesen, von mir ausserdem im sarmatischen Quarzconglomerate von Proniatyn (Tarnopol NW) vorgefunden worden.

Zahlreiche Ostreen und Bryozoën sind stets vorhanden, während jene *Pectines* sonst nur als Zermalmungsreste zu finden waren.

Die besagten Schichten, deren stratigraphische Bedeutung bereits von Wolf durch die Bezeichnung derselben als „mediterrane Grenzschicht" hervorgehoben wurde [3]), liegen hier stets im Hangenden der Lithothamnien-Kalksteine, so dass dieselben mit dem Kaiserwalder Horizonte der „colonienhaften" [4]) Scissus-Fauna identificirt werden müssen.

Die den Kaiserwalder Schichten aufruhenden, von Wolf [5]) zwar nicht ausgeschiedenen Sande und Sandsteine fallen bereits der sarmatischen Stufe zu, indem sie in horizontaler Richtung in Bänke von Pleuro-

---

[1]) Abhandl. d. geol. Reichsanst. Bd. VII, Heft 6, pag. 23.

[2]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1881, pag. 127.

[3]) Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1876, pag. 290.

[4]) Hilber, Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1882, pag. 323 unten. Im Gegensatze zu der von Hilber (l. c. 290 ff.) durchgeführten Zusammenfassung der Kaiserwalder und Baranower Schichten unter dem Namen „Scissus-Schichten", erscheint mir das Auseinanderhalten derselben praktischer, wenigstens so lange uns nur solche Vorkommen dieser Bildungen bekannt sind, welche, abgesehen von der Verschiedenheit im stratigraphischen Niveau, auch eine sehr abweichende horizontale Verbreitung beiderlei Ablagerungen zu betonen erlauben. Ich werde übrigens diesen Gegenstand künftighin besonders zu besprechen haben, da sich für meine Ansicht noch anderweitige Gründe anführen lassen. — Wie mir während des Erscheinens dieses Aufsatzes nachträglich bekannt geworden, wurden die bezüglichen paläontologischen Daten Hilber's bereits von R. Hoernes einer Kritik in diesem Sinne unterzogen. (Ein Beitrag zur Kenntniss der miocänen Meeres-Ablagerungen der Steiermark, von R. Hoernes. Separat-Abdruck aus den Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrg. 1882, pag. 11 ff.)

[5]) l. c. pag. 290.

porenkalkstein übergehen[1]), was zunächst zu beweisen ist, wogegen gleichartige mediterrane Bildungen hier stets auf das Liegende der echten Lithothamnien-Kalksteine beschränkt sind.

Bei der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse des Pleuroporenkalksteines dürfte es angezeigt sein, zwischen dem eigentlichen Höhenzuge der Miodoboren, sowie dem Nebenkamme derselben, welcher sich bei Wertelka (Załośce SE) abzweigt und längs dem Serethflusse bis nach Mikulińce zu verfolgen ist, einerseits, und zwischen der dadurch gegebenen überaus flachen Mulde, nebst den westlich an den Nebenkamm angrenzenden Gebieten anderseits zu unterscheiden.

In jenen Höhenzügen stellt der Pleuroporenkalkstein etwa 20 bis 80 Meter mächtige, gewöhnlich lössfreie Decken dar, welche den Kaiserwalder Schichten, wofern nicht den Lithothamnienkalksteinen aufruhen.

An dem an den Teich von Załuże bei Zbaraż angrenzenden Berge befindet sich ein Steinbruch, in welchem der Contact des Pleuroporenkalksteines mit dem Kaiserwalder Lithothamnienconglomerate direct zu sehen ist. An den Abhängen der übrigen aus sarmatischem Kalksteine aufgebauten Hügel der Zbarażer Gruppe trifft man Entblössungen der Kaiserwalder Schichten und nicht der sarmatischen Sande oder Sandsteine[2]). Oberhalb der Kirche in Hłuboczek wielki ist, etwa 20 Meter über dem Niveau des Serethflusses, ein den Lithothamnienschichten zugehöriger Aufschluss, worüber eine durch Löss verdeckte Strecke folgt und sodann Pleuroporenkalkstein zum Vorschein kommt. Dasselbe ist auch an dem Südabhange der „Mogiła" (Hłuboczek N) der Fall, während an der gegenüberliegenden östlichen Böschung des Ihrowicathales, wie auch von Olszewski bemerkt wird[3]), nur eine dünne Einlagerung von geschichtetem Kalksteine mit *Ervilia podolica* die Kaiserwalder Schichten von dem Pleuroporenkalksteine trennt, wobei dieselbe dünne Schicht den erst eine Meile südlicher bei Proniatyn (Steinbruch) auftretenden sarmatischen Sandsteincomplex unterteuft und auch dortselbst den Kaiserwalder Schichten aufruht. Gleichfalls kommen Aufschlüsse von Lithothamnienschichten unterhalb der Pleuroporenkalkfelsen in der Hügelgruppe von Opryłowce vor, wo die nächsten Vorkommen von sarmatischen Sanden erst zwei Kilometer entfernt (Dorf Dubowce S und Zarubińce) zu constatiren sind.

Ganz in derselben Weise verhält es sich auch in anderen Theilen der Miodoboren. An den steinigen Hügeln bei Załośce, Uszerowa góra

[1]) Die Bezeichnung rührt eigentlich von Hilber her (Jahrb. d. geol. Reichsanstalt 1882, pag. 278 unten). Dieselbe betrifft den harten, orographisch selbstständig auftretenden, sarmatischen Kalkstein mit *Cardium protractum*, *Modiola marginata* etc., welcher entweder dicht ist (Tarnopoler Kalkstein Olszewki's 1876) oder porös und aus lauter blättrigen Bryozoën-Lagen (*Pleuropora lapidosa* nach Olszewski) bestehend (übersarmatischer Kalkstein Olszewki's), vor Allem aber senkrecht zerklüftet und nicht geschichtet. Den beiden petrographischen Abarten kommt keinerlei stratigraphische Bedeutung zu.

[2]) Unter „sarmatischen Sanden und Sandsteinen" wird bei diesen Ausführungen stets die Gesammtheit der geschichteten sarmatischen Bildungen verstanden, da die gleichaltrigen Mergel- und Oolithbildungen im Allgemeinen nur östlich von dem Höhenzuge der Miodoboren vorkommen.

[3]) Rys geologiczny północno-wschodniej części Podola austryjackiego. Separatabdruck, pag. 27 (Berichte der physiogr. Comm. zu Krakau 1876).



und Berg Szwed ist zwar, nach Autoren, eine Lithothamnienunterlage des Pleuroporenkalksteines nicht blossgelegt, wohl aber an den benachbarten Anhöhen (Gaje Załośce NNE, Hilber l. c. 1882, pag. 280; Ratyszcze, nach Olszewski l. c. 1876, pag. 19), deren sarmatische Kalksteindecke hingegen nur geringmächtig ist. Ausserdem aber sind aus der ganzen Umgebung von Załośce sarmatische Sande und Sandsteine nicht bekannt.

In „Pustelnia" bei Horodnica am Zbrucz ruht der Pleuroporenkalkstein einer Lage von geschichtetem weichem Kalksteine auf, welcher sarmatische Versteinerungen enthält und vom Lithothamnienkalksteine unterteuft wird (Olszewski l. c. 1876, pag. 25).

Das Gemeinsame liegt nun in allen diesen Fällen darin, dass dieselben jene Höhenrücken betreffen, welche der local bedeutenderen Mächtigkeit des Pleuroporenkalkes ihre Entstehung verdanken. Als für den letzteren charakteristisch drängt sich aber der Umstand auf, dass dieser ungeschichtete Kalkstein hier stets eine Unterlage erreicht, welche sonst in der Umgebung den geschichteten sarmatischen Sedimenten (Sanden etc.) zukommt, wobei dieselben ausnahmslos in einem hypsometrisch tieferen Niveau auftreten als jener Kalkstein, so dass es den Anschein gewinnt, als ob sie im Allgemeinen ein tieferes Glied der sarmatischen Stufe darstellten, wie sie denn von Olszewski (l. c. 1876, pag. 47, Separatabdruck) als „die untere sarmatische Zone" dem Pleuroporenkalk gegenübergestellt wurden.

In der nächsten Umgebung jener natürlichen Aufschlüsse, welche die besagte Lagerung des Pleuroporenkalksteines unmittelbar zeigen oder solche am theilweise verdeckten Gehänge vermuthen lassen, treten ausserdem sarmatische Sande nirgends zu Tage. Da sie nämlich in der horizontalen Fortsetzung der Pleuroporenkalkbänke sich befinden, kommen derartige Entblössungen erst nach ihrer Wegräumung zu Stande.

Wo aber der sarmatische Sandcomplex (Sand, Sandstein, Quarzconglomerat, dünne Zwischenschichten von dichtem Kalkstein mit *Ervilia podolica*, Einlagerungen von Thon und Mergelkalk) die Böschung aufbaut, dort ruht er seinerseits den Kaiserwalder Schichten auf und ist keineswegs vom Pleuroporenkalksteine, vielmehr aber, ohne eine von mir beobachtete Ausnahme, vom diluvialen Sande oder vom Löss bedeckt. Der Pleuroporenkalkstein tritt uns alsdann auf der Bergspitze entgegen, ohne dass über seine Lagerung sonst welche Andeutung in den Schluchten und Steinbrüchen an den Abhängen vorhanden wäre, als diese, dass er in den letzteren eben nicht zum Vorschein kommt.

Wofern nun in solchen Fällen (Steinbruch Czernichowce N, Schlucht in Werniaki unterhalb der Wasylińska góra, Steinbruch Piaskowa góra W, entblösstes Gehänge zwischen Ihrowica und Hladeczyzna, lössfreie Böschung Kurniki SW) die nach dem localen Eindrucke unwahrscheinliche horizontale Zusammengehörigkeit beider sarmatischen Bildungen nicht angenommen wird, und zwar indem man jene Lagerung des Pleuroporenkalkes auf den Mediterranschichten, welche wiederum an anderen, von sarmatischen Sanden freien Böschungen zu sehen ist, als nur local zutreffend bezeichnet, so muss eine partielle Denudation des gegen Verwitterung überaus widerstandsfähigen Kalksteines vorausgesetzt werden. Dagegen wäre die Unmöglichkeit einer derartigen Abtragung des-



selben, welcher das Benagen der vermeintlichen sarmatischen Sandunterlage nicht vorausginge, namhaft zu machen. Die thatsächlich zu beobachtenden Denudationserscheinungen weisen aber in noch anderer Weise auf die besagten Lagerungsverhältnisse hin.

Wo in der Lössumhüllung ein über den Berggipfel sich ausbreitender Riss entsteht, dort sieht man, und zwar an der Wasylińska und Uszerowa góra, sowie am Berge Szwed[1]), ohne dass gleichzeitig anstehende Felsen sichtbar wären, metergrosse Trümmer des Pleuroporenkalksteines zu Hunderten herumliegen, wogegen es auch ganz mit Löss bedeckte Hügel gibt, die nur mit wenigen (2—4) etwa ein Meter grossen Blöcken, wie dieses beispielsweise auf der Anhöhe Równycza (Hłuboczek NW) der Fall ist[2]), gekrönt sind. Diese als eluvial zu bezeichnende Anhäufung sarmatischen Gesteinsmateriales dürfte zwar keineswegs in ihrem heutigen Bestande, wohl indessen ihrem ehemaligen zeitlichen Beginne nach aus der Belvederezeit zurückdatiren.

Die Periode einer energischeren Abtragung der Pleuroporenkalksteine konnte aber natürlich erst nach einer weitgehenden Denudation der sarmatischen Sande, welche ja nur unter diesfalls sichtlich günstigen Terrainverhältnissen heutzutage noch vorkommen, und zwar von den damals in einem etwa 30 Meter höheren Niveau befindlichen Flüssen eingeleitet werden, indem diese letzteren nunmehr die weiche mediterrane Unterlage erreichten, welche in den Gegenden von Tarnopol und Zbaraż bei der Cote 340—350, also 20—40 Meter über den heutigen Thalböden, ihre obere Grenze besitzt[3]). Gleichzeitig mit der nachträglichen weiteren Vertiefung der Thäler stiegen einerseits grosse Blöcke von sarmatischem Kalksteine an den Böschungen stufenweise herunter, bis sie an weniger steilen Stellen (an der Böschung der „Skała" in Oprysawce reihenförmig) festsitzen blieben, wo ungefähr sie noch jetzt sich vorfinden, und zwar tief unter den sarmatischen Absätzen, während andererseits kleinere Kalkgeschiebe in die Sandablagerungen jener Zeit gelangten, aus welchen im Liegenden des Lösses auftretenden Bildungen[4]) sie nunmehr ausgewaschen werden.

---

[1]) Olszewski l. c. 1876, pag. 19, und Hilber l. c. 1882, pag. 280.

[2]) Die betreffenden Blöcke liegen lose, mitten in einem fruchtbaren Felde, genau auf dem höchsten Punkte des Hügels.

[3]) Auf das ehemalige Vorhandensein der Thalböden auf der Höhe des Plateaus hat bereits Hilber aus der Lagerung der von ihm, in anderen Theilen desselben, unter dem Löss beobachteten fluviatilen Schotterbildungen geschlossen (l. c. 1882, p. 325).

[4]) Da von H. Wolf ausser den mediterranen keinerlei jüngere sandige Bildungen aus dem Quellgebiete des Strypa- und Serethflusses (Verhandl. 1876, pag. 290) namhaft gemacht werden, habe ich hier bezüglich dieser diluvialen, allem Anscheine nach jedoch in die Belvederezeit hineinreichenden Sande Folgendes zu erwähnen. Dieselben sind sehr selten ganz frei von Geschieben (Gaje Tarnopolskie E), vielmehr enthalten sie gewöhnlich Blöcke oder nur Bröckchen von jenen tertiären (auch senonen) Gesteinen, welche in der betreffenden Gegend in ihrem Liegenden zunächst folgen. Der Löss selbst ist zu unterst sandig und geschichtet und in dieser zumeist nur 1 Meter mächtigen Liegendpartie desselben kommen sehr oft Geschiebe von sarmatischen oder mediterranen Kalksteinen, mitunter sogar mediterrane Fossilien (*Cerithium deforme*, Biała góra Tarnopol S.) vor. — Blöcke von sarmatischem Pleuroporenkalk finden sich, wahrscheinlich nachdem sie aus diesen Sanden ausgewaschen worden, mithin auf tertiärem Lagerplatze, auf dem Torfboden bei Iwaczów górny, an vielen Thalböschungen und auf der Höhe des Plateaus mitten in fruchtbaren Lössfeldern (hier nur kleinere).

Wie der Process sich auch gestaltet haben mag, war es mir immerhin auffällig, jene an das Vorkommen von diluvialen Sanden nicht gebundenen Blöcke nur an Abhängen (oder unterhalb derselben) zu finden, an welchen die sarmatischen Sande denudirt worden sind, und welche, wie oben hervorgehoben, den Contact der Pleuroporenkalke mit dem Mediterranen zeigen. Dieser Zusammenhang setzt aber die obiger Besprechung des Denudationsprocesses willkürlich zu Grunde liegende Annahme voraus, dass die Kalkbänke in horizontaler Richtung durch Sande begrenzt sind, wobei namentlich an ein Abstossen der letzteren an steilen Böschungen der Kalksteininseln, und zwar dem Mangel von stufenweisen Uebergängen zwischen beiden Gesteinsarten entsprechend, gedacht werden muss.

Ohne auf eine topogeologische Beschreibung einzelner in obiger Auseinandersetzung in ihrer Gesammtheit gefassten Beobachtungsdetails hier einzugehen, will ich indessen die besprochenen Verhältnisse durch die nebenstehenden Profile veranschaulichen.

Im Profile Fig. 1 sind die sarmatischen Sande nicht zu sehen, der Gnieznafluss windet sich hier zwischen Inseln von Pleuroporenkalkstein, die einander sehr nahe zu seinen beiden Seiten gegenüber stehen, und sind darum die dieselben ursprünglich trennenden sarmatischen Sande gänzlich entfernt worden. Dass der Durchbruch sowohl hier, als auch beispielsweise in Opryłowce eben auf diese Weise stattgefunden, ist kaum zu bezweifeln, da sonst der Gniezna- resp. Hnizdecznafluss, beide von Nordosten kommend, durch das östlich von der betreffenden Hügelgruppe von Zbaraż resp. Opryłowce befindliche, durchschnittlich tiefer liegende Terrain seinen Weg gefunden hätte. Wo übrigens weiter südlich die sarmatischen Hügel mehr auseinander treten, dort haben sich die sarmatischen Sande an ihren dem Gnieznaflusse zugekehrten Böschungen erhalten, wie das im Profile Fig. 2 ersichtlich wird. An diesen Böschungen kommen hingegen die metergrossen Blöcke von Pleuroporenkalkstein nicht mehr vor, wogegen sie in den beiden übrigen Profilen an den durch Kreuzchen bezeichneten Stellen sich vorfinden. Im Gegensatze zum westlichen Abhange der Piaskowa góra erscheinen dieselben ausserdem an der südlichen Böschung des an diesen Berg von Norden her anstossenden Seitenthälchens, wo aber von sarmatischen Sanden keine Spur mehr zu sehen ist, wie denn ähnliche Verhältnisse beispielsweise auch an dem westlich von Tarnopol im Nebenkamme der Miodoboren befindlichen Hügel von Kutkowce herrschend sind, wo am nördlichen Abhange nur der sarmatische Sandstein und Conglomerat (Steinbruch von Proniatyn) ansteht, während die dem Serethflusse zugekehrte Ostseite der ganz mit Löss bedeckten Anhöhe hingegen 2—3 Fuss grosse lose am Teiche liegende Blöcke des Pleuroporenkalksteines aufweist, neben welchen derartige Reste jener geschichteten sarmatischen Gesteine nicht mehr vorkommen, was vielleicht zum Theil auf eine frühere Abtragung der letzteren zurückzuführen ist.

Die Annahme von annähernd senkrechten Böschungen des Pleuroporenkalksteines, an welche sich die sarmatischen Sande oder anstatt derselben die diluvialen Sande und der Löss anlehnen, ist für das Profil Fig. 2 aus directen Localbeobachtungen erschlossen. In dem

Fig. 1.

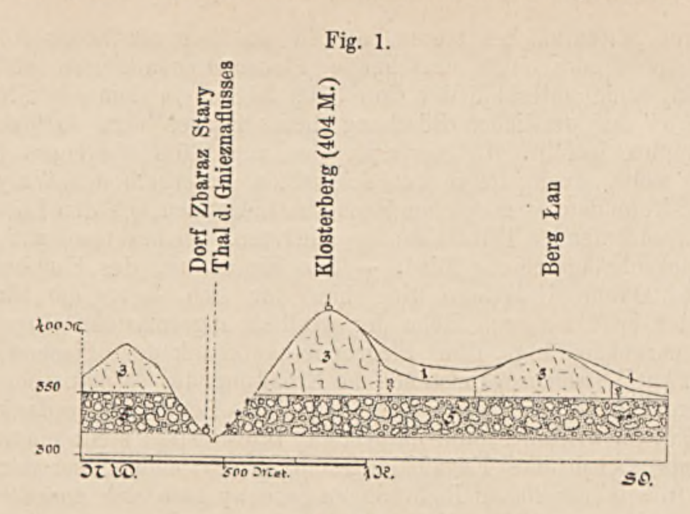


Fig. 2.

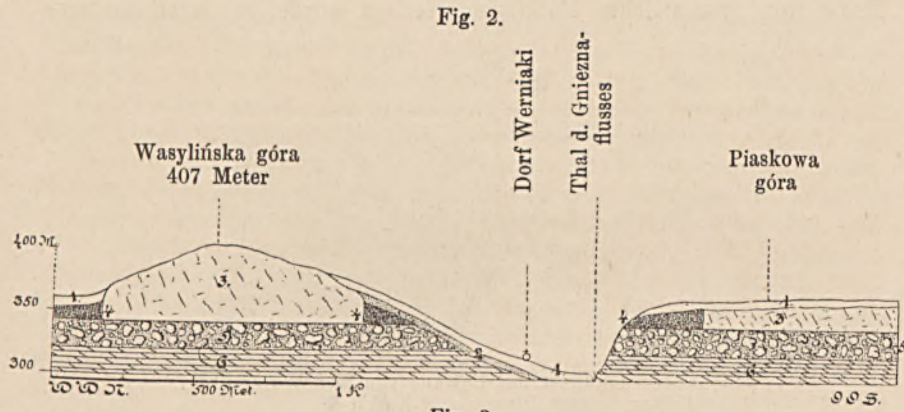
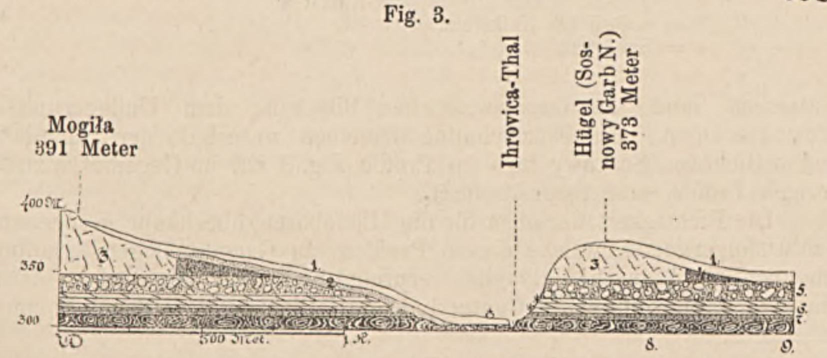


Fig. 3.



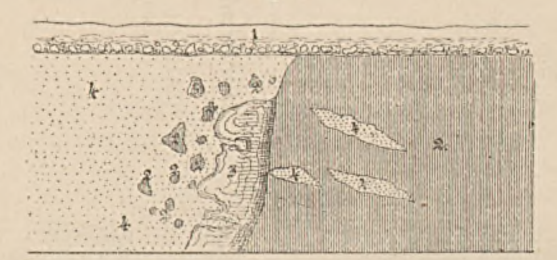
1 = Löss.
2 = Diluvialer Sand.
3 = Pleuroporen-Kalkstein.
4 = Sarmatischer Sand.
5 = Kaiserwalder Lithothamnien-Conglomerat.
6 = Lithothamnien-Schichten.
7 = Mediterraner Sand.
8 = Senonmergel.

(Nach den Höhencoten der Generalstabskarte gezeichnet, wobei die Höhen gegen die Längen, für welche der Massstab 1:25.000 angenommen ist, vierfach übertrieben sind.)

erwähnten Seitenthälchen treten nämlich an dem nördlichen Abhange der Piaskowa góra auch anstehende Pleuroporenkalkfelsen auf, und zwar ein wenig unterhalb der Cote 350, folglich in demselben Niveau, welches an der westlichen Böschung dieses Berges dem sarmatischen Sandcomplexe zufällt. Letzterer ist aber vom Löss überlagert (Steinbruch), wobei auch die in den Schluchten unterhalb der Wasylińska góra auftretenden sarmatischen Sande im Liegenden des den Löss dortselbst unterteufenden Diluvialsandes auftreten, welcher nur ganz kleine Pleuroporenkalkgeschiebe führt. — Die Einsenkung des Flussbettes in die mediterrane Unterlage ging hier vor sich, bevor der Fluss, in Folge der bedeutenderen Höhe der westlich angrenzenden Hügel nach Osten zurückgedrängt, die Pleuroporenkalkbank der Piaskowa góra erreicht hat[1]), welchem Umstande die Erhaltung des sarmatischen Sandcomplexes an der westlichen Böschung dieses Berges zu verdanken ist.

Das im dritten Profile dargestellte Ihrowicathal stellt ein offenbar mehr vorgeschrittenes Entwicklungsstadium dar, indem hier der Fluss bis an die in nördlicher Richtung an Sosnowy garb sich anschliessende Reihe von sarmatischen Kalkinseln verlegt wurde, wodurch die sar-

Fig. 4.



1 = Löss zu unterst mit Blöcken von Pleuroporen-Kalk.
2 = dichter, grauer Pleuroporen-Kalkstein.
3 = weisslicher Kalkstein.
4 = Sandstein.

matischen Sande an ihrer westlichen Böschung dem Umlagerungsprocess erlagen. Die Einzeichnung derselben unterhalb der „Mogiła“ und östlich von Sosnowy garb im Profile Fig. 3 ist, im Gegensatze zum vorigen Profile, eine theoretische[2]).

Die Richtigkeit der oben für die Miodoboren überhaupt gezogenen Schlussfolgerungen, welche diesen Profilen zu Grunde liegen, glaube ich aber als dadurch hinlänglich erprobt hinstellen zu dürfen, dass die annähernd senkrechte Contactlinie des Pleuroporenkalksteines mit

[1]) Ueberhaupt sind hier die westlichen Wasserscheiden der Flüsse und Bäche höher als die östlichen, und zwar in vollkommener Uebereinstimmung mit der von Hilber gegebenen Erklärung des einseitigen Auftretens des Lösses an westlichen Thalböschungen (l. c. pag. 328).

[2]) Im Profile Fig. 2 wird auch das in der Natur zu beobachtende Verhalten des Lösses ersichtlich, welcher auf der Ostseite mancher Hügel höher hinaufsteigt, als an der Westseite (Wasylińska góra). Bekanntlich ist der westliche Abfall der Miodoboren auffallend steil, im Gegensatz zur sanften östlichen Abdachung.

dem Sandcomplexe zwar nur in einem einzelnen Falle direct zu sehen war, wobei der Mangel an anderweitigen zugehörigen Beispielen durch die von jener Lagerung bedingte Unmöglichkeit der Entstehung von natürlichen hiezu geeigneten Aufschlüssen erklärlich wird.

In dem betreffenden Steinbruche, welcher sich östlich von Tarnopol, am Westende der die Wasserscheide zwischen dem Sereth- und Gnieznaflusse darstellenden Anhöhe, und zwar bei dem dieselbe verquerenden Eisenbahneinschnitte befindet, ist an der ostwestlich gerichteten, in Figur 4 abgezeichneten Wand desselben ausserdem Folgendes zu beobachten. Der hier durch Beimengung von Zerreibungspartikelchen des Kalksteines erhärtete Quarzsandstein enthält Partien von Quarzconglomerat, sowie eckige Kalksteintrümmer, welche 5 bis 30 Centimeter im Durchmesser erreichen. Hingegen befinden sich im dichten Kalksteine linsen- und aderförmige Einspritzungen von Sandstein. Beide Felsarten berühren sich gegen oben unmittelbar, während nach unten gleichsam eine Mauer dazwischentritt, welche aus einem etwas weicheren weisslichen Kalksteine besteht, dessen petrographischer Unterschied von dem normalen Ansehen des Pleuroporenkalksteines dem durch die Verwitterung bedingten ganz gleicht. Im Schotter am Eisenbahndamme findet man Gesteinsstücke beider Arten, und zwar in verschiedenen, dieselben verknüpfenden Abänderungen. Dabei sind die Schalen der Versteinerungen um so schöner und genauer erhalten, je dunkler der Kalkstein gefärbt ist, während in dem weisslichen Kalksteine sowohl hier als auch im besagten Steinbruche dieselben Versteinerungen nur als Sculptursteinkerne vorkommen.

Westlich von besagter Anhöhe erstreckt sich eine 3—4 Kilometer breite Depression, in welcher sarmatische Sande mit Zwischenschichten von geschichtetem Kalksteine mit *Ervilia podolica* als Hangendes der Kaiserwalder Lithothamnienconglomerate auftreten und vom Löss überlagert werden, während einer Angabe Olszewski's, welcher den erwähnten Eisenbahneinschnitt noch im Jahre 1873 besuchte, da er frisch abgebaut war, zu entnehmen ist, dass die Pleuroporenkalkbank, welche unsere Anhöhe aufbaut, gleichfalls den Kaiserwalder Schichten [1]) aufruht.

Danach haben wir also hier in der Grenzfläche beider sarmatischen Bildungen mit einer ursprünglichen Riffböschung zu thun, und muss dieselbe Rolle den nach Obigem für die Miodoboren überhaupt anzunehmenden steilen Contactflächen dieser Gesteine zuerkannt werden.

Der harte, poröse Kalkstein ist übrigens zweifellos organischen Ursprunges; er besteht aus lauter blättrigen Pleuroporenlagen und wechselt partienweise mit dem dichten Kalksteine ab. Letzterer tritt aber auch selbstständig auf, und ist seine petrographische Aehnlichkeit mit den dichten Ervilienkalken und den gleichen Kalksteinen zu betonen, welche gewöhnlich in Begleitung des Gypses und ausserdem als Einlagerungen im Lithothamnien-Complexe auftreten oder in horizontaler Richtung in Lithothamnienkalke übergehen (Hilber l. c. pag. 237

[1]) Als denselben entsprechend müssen „die reinen Kalkconglomerate“ (ohne Quarzkörner) betrachtet werden, welche hier nach Olszewski im Hangenden von mediterranen Sandsteinen („czerepica“) auftreten (Berichte der physiographischen Commission in Krakau, Bd. 8, pag. 216).

oben), und bezüglich welcher Hilber mit Recht in Erwägung zieht, ob sie nicht „ein chemischer Niederschlag aus dem Meere seien“ (l. c. pag. 323). In den Korallenriffmassen entspricht der letzteren Bildungsart der chemische Process der krystallinischen Umsetzung von organisirtem Kalke, wodurch ein compacter, zum Theil aus losem Detritus zusammengekitteter Kalkstein erzeugt wird [1]). Der Umstand nun, dass letzterer jeglicher directer Kennzeichen des organischen Ursprungs entbehrt, erinnert in auffälliger Weise an das Resultat der mikroskopischen Uutersuchung unseres dichten, sarmatischen Kalksteines, welcher sogar in der Aeusserung Hilber's seinen Ausdruck fand, dass der dichte Kalkstein „übrigens nicht ohne Weiteres als organogen zu bezeichnen“ sei, da seine Beschaffenheit die Möglichkeit der Mitwirkung der Sedimentirung zulässt. Es erscheint aber jenes Ansehen des dichten Pleuroporen-Kalkes mit obigem Processe der Riffbildung sehr wohl vereinbar, zumal sich dasselbe dadurch mit der Art des Vorkommens im blättrigen Bryozoënkalk in Beziehung bringen lässt.

Die aus solchem Materiale aufgebauten, heutzutage etwa 20 bis 80 Meter mächtigen Bänke sind ihrer $^1/_2$—4 Kilometer betragenden, das Breitenausmass vielfach übersteigenden Längserstreckung nach stets parallel dem orographischen Streichen der Miodoboren gerichtet und haben, wie in günstigen Fällen nachweisbar, bereits ursprünglich eine Reihe von Bryozoëninseln dargestellt, deren jede einzelne ringsherum mit lockeren sarmatischen Sedimenten umgeben war. Die gesammte theilweise durch nachträgliche Denudation dieser letzteren nunmehr sich ergebende Hügelkette hält aber, und zwar sowohl im Haupt- als im Nebenkamme der Miodoboren, die Richtung der von dem zweiten durchschnittlich 2 Meilen gegen Westen entfernt verlaufenden sarmatischen Strandlinie ein.

Als eine solche muss die die westlichsten podolischen Vorkommen von sarmatischen Absätzen [2]) verbindende Linie aufgefasst werden, zumal die lockeren sarmatischen Sedimente, aus deren Umhüllung der Steinrücken der Miodoboren emporsteigt, im Osten desselben im Allgemeinen als Mergel entwickelt sind, westlich aber sandig-kieselig werden, ja sogar durch Quarzconglomerate, namentlich im Hangenden, vertreten sind, womit Hand in Hand geht, dass die Mächtigkeit der sarmatischen Ablagerungen gegen Westen abzunehmen [3]) scheint, während sich hingegen die Mediterranschichten im Allgemeinen in entgegengesetzter Richtung auskeilen.

---

[1]) Vergl. Mojsisovics' Dolomitriffe Südtirols 1879, pag. 497. Bezüglich des petrographischen Verhaltens der dichten mediterranen Kalksteine sind im Hilber'schen Werke (Jahrb. 1882) die Angaben Hussak's zu vergleichen: pag. 237, 247, 276, 243; ferner pag. 299. — Ueber die Natur des dichten Pleuroporenkalkes spricht sich Hilber l. c. pag. 309 aus, auf Grund einer von ihm auf pag. 288 citirten Mittheilung von Hussak.

[2]) Der westlichste sarmatische Punkt im Norden entfällt nach Hilber auf die Ortschaft Opaki (Sassów E., l. c. 1882, pag. 310), ein anderer, welcher südlicher liegt, auf Wołoczkowce (Zborów N.; Olszewski l. c. 1876, pag. 19). Im Allgemeinen kommt der Strypafluss und seine östliche Wasserscheide als die westliche Verbreitungsgrenze von sarmatischen Bildungen in Betracht.

[3]) Da auf diese Verhältnisse hier nicht näher eingegangen werden soll, so mag wenigstens als ein Beispiel derselben Folgendes erwähnt werden. Im Ihro-

Wie in den eigentlichen Miodoboren und ihrem Nebenkamme mehrfach zu constatiren war, so scheint auch, nach Beobachtungen östlich von Tarnopol und bei Ihrowica zu urtheilen, in dem nordwestlichen Winkel jener überaus flachen von beiden Höhenzügen begrenzten Mulde die Cote 340—350 die untere Grenze des Pleuroporenkalksteines zu bestimmen. Seine Bänke erreichen hier aber kaum die Hälfte jener in den Miodoboren denselben zukommenden Mächtigkeit und Ausdehnung und treten nur ausnahmsweise als lössfreie Steinrücken zu Tage [1]). Während letzteres beispielsweise auf der 381 Meter hohen „Mogiła" (Czernichowce W.) der Fall ist, wird die Lössdecke an anderen zum Theil höheren Hügeln (Dąbrowa 386 Meter Stechnikowce W., Wołowa 378 Meter Czystyłów E.) gar nicht unterbrochen, so dass das an dem von Wolf geologisch colorirten Kartenblatte Tarnopol an vielen Stelllen eingezeichnete Vorkommen von Pleuroporenkalk hier nur theoretisch zu erschliessen ist.

Wo gegen Süden zu das eigentliche Depressionsgebiet der besagten Mulde beginnt, sind die sarmatischen Sande und die Kaiserwalder Schichten, namentlich südlich von der von Schlachcińce (Tarnopol NE) nach Czernichowce (Zbaraż S) zu ziehenden Linie, in der Gegend von Borki wielkie und Dyczków ausserdem auch der obere Theil des Lithothamniencomplexes, gänzlich denudirt worden, wobei es auf der Hand liegt, dass dieses Gebiet bereits ursprünglich der schützenden Decke von sarmatischem Pleuroporenkalkstein ermangelte. In Anbetracht dieser Verbreitung desselben scheint aber der Umstand nicht gleichgiltig zu sein, dass genau in der Mitte unserer Mulde bei Smykowce, Borki wielkie, Dyczków die mediterranen Bildungen unmittelbar vom Devonsandsteine unterteuft werden, wobei der sonst so mächtige (bis 150 Meter, nach Hilber l. c. 1882, pag. 324) Senonmergel erst bei Skomorochy (Dyczków S.) am Gnieznaflusse zum Vorschein kommt (Wolf, Verhandl. d. geolog. Reichsanst. 1876, pag. 290), und nach Dunikowski (Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1880, pag. 43—68) namentlich westlich vom oberen Strypaflusse, also von der sarmatischen Strandlinie an, in der Richtung gegen Złoczów und Płuchów an Mächtigkeit bedeutend zunimmt.

---

wicathal sind nicht nur die sarmatischen Schichten, sondern auch die etwa 40 Meter mächtige mediterrane Schichtenfolge sammt ihren Liegendsanden und ausserdem die Senonstufe unterhalb von Sosnowy garb aufgeschlossen, während in der östlicheren Gegend von Zbaraż — wo die absolute Höhe des Thalbodens des Gnieznaflusses durchschnittlich um 10 Meter geringer ist — die Kaiserwalder Schichten und nur zum Theile die Lithothamnienkalksteine im Flussniveau auftreten und die ältesten entblössten Bildungen repräsentiren. Die durchschnittliche Plateauhöhe ist dabei in beiden Gegenden dieselbe. — Bei Podkamień beträgt nach Hilber die Mächtigkeit der sarmatischen Bildungen „wenigstens 50 Meter", jene der mediterranen Schichten aber „höchstens 60 Meter". Diese letzteren sind nun in dem hier in Rede stehenden östlicheren Gebiete kaum 30—40 Meter mächtig, während der sarmatische Pleuroporenkalkstein mitunter eine Mächtigkeit von 80 Metern erreicht. — Vergl. die Angaben Hilber's über die Mächtigkeit des podolischen Tertiärs, l. c. 1882, pag. 324. — Nach Wolf nehmen die Kreide- und Tertiärschichten vom Dniester nach Norden an Mächtigkeit beständig ab. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1875, pag. 222.

[1]) Ein derartiger Unterschied wird beim Vergleiche des Baues der Piaskowa und Wasylińska góra im obigen Profile Fig. 2 ersichtlich, wobei zwar der erstere Hügel nicht der besagten Mulde, sondern einer schmalen östlich an die Miodoboren angrenzenden und auf obige Weise mit derselben übereinstimmenden Zone zufällt.

Während das oben beschriebene Beispiel vom Abstossen der sarmatischen Sande an der steilen Böschung einer Pleuroporenkalkbank, nach dem Beobachtungsorte, gerade auch für die in Rede stehende Mulde derartige Lagerungsverhältnisse voraussetzen lässt, rührt ferner aus dem Gebiete derselben der einzige von mir wahrgenommene Fall von Wechsellagerungen jener beiden Bildungen her. Eine gewisse Abweichung im petrographischen Habitus des sarmatischen Kalksteines scheint durch die letztere Lagerungsweise bedingt zu sein. In dem betreffenden an der Strasse von Tarnopol nach Smykowce, kurz vor der Abzweigung der Strasse nach Zbaraż befindlichen Steinbruche stellt der Kalkstein ein wahres Conglomerat von sarmatischen Fossilien dar, dessen nicht selten mergeliges Bindemittel von letzteren zumeist verdrängt wird, oder geht durch Aufnahme von Quarzkörnern in Sandstein über. Auch tritt uns in der tiefsten hier entblössten Schicht eine eigenartige Breccie, welche aus theilweise abgerollten, mit Sandstein verkitteten Trümmern des dichten Pleuroporenkalkes besteht, entgegen, während eine Sandsteineinlagerung nach oben zuerst kleine, dann grössere Kalksteinstücke enthält und schliesslich zu einer Schotterlage wird, worüber dann Sand, eine dünne Thonschichte und wiederum Muschelconglomerat folgt.

Diese Schichtenfolge war nur an der südlichen Wand des Steinbruches, also gegen den benachbarten Berggipfel (374 Meter) zu sichtbar, während sonst nur sarmatischer Sandstein anstehend war, über welchem hier local Mergel mit Bruchstücken von sarmatischen Fossilien und Kalksteinen, ferner diluvialer Sand auftritt, der nach oben in den hier 3 Meter mächtigen, auch die Anhöhe selbst bedeckenden, in seinen Liegendpartien gleichfalls fussgrosse Geschiebe des sarmatischen Kalksteines führenden Löss übergeht.

Auf wie geringe Strecken sich derartige Wechsellagerungen übrigens ausdehnen, erhellt ferner aus dem Umstande, dass von zwei anderen betreffenden Fällen der eine nur von Olszewski (l. c. 1876, pag. 11, Separatabdruck), dagegen nicht von Hilber, wie dieser Autor (l. c. 1882, pag. 275) für die betreffende Stelle an der Kamienna góra ausdrücklich erwähnt, bemerkt werden konnte, während der andere am Berge von Podkamień von Hilber (l. c. pag. 278) beobachtete Fall von Olszewski, der dieselben Aufschlüsse aus Podkamień beschreibt (l. c. pag. 13), nicht erwähnt wird.

Ein viertes Vorkommen von obigen Wechsellagerungen, am Wysoki Kamień (Hołubica N.), wird von Hilber (l. c. pag. 273) citirt.

Im Gegensatz zu Wysoki Kamień und Kamienna góra ist für den Berg von Podkamień — wo man an besagter Stelle durch das Vorkommen „eckiger Trümmer von Kalkstein" im Sandstein, wie auch in soeben erwähntem Steinbruche bei Tarnopol „an die Einbettung losgetrennter Riffblöcke in umgebende Sedimente" (Hilber l. c. pag. 278) erinnert wird — das Auftreten von Pleuroporenkalk zu betonen, welcher dortselbst nach Hilber „über den sarmatischen Sandbildungen lagert" (so auch nach Olszewski). Ausserdem wird aber von Hilber erwähnt, dass der auf der Höhe des Berges befindliche Brunnen, welcher bis zum Senonmergel hinabgeht, „durchweg in Stein gehauen ist" (pag. 279), wodurch es wahrscheinlich gemacht werden könnte, dass jene Wechsellagerungen von Sand, Sandstein und Kalkstein nur auf

die Böschungen beschränkt seien, während im Inneren des Berges der Pleuroporenkalk bis zu einer mediterranen Unterlage (Lithothamnienschichten nach Hilber) anhalten dürfte.

Auf welche andere Weise dagegen die Verhältnisse am Berge von Podkamień mit der von mir beobachteten Lagerung der Pleuroporenkalkbänke in horizontaler Fortsetzung der übrigen, d. i. geschichteten, sarmatischen Sedimente (ausgenommen die relativ geringmächtigen Lagen von geschichtetem sarmatischen Kalkstein, welche local den Pleuroporenkalk von der mediterranen Unterlage trennen), der gegenüber das in der vorhandenen Literatur angesammelte Beobachtungsmaterial, so weit mir bekannt, keinerlei Widersprüche aufweist, erst in Einklang zu bringen wären, diese nur an Ort und Stelle zu treffende Entscheidung, welche übrigens von localer Bedeutung sein dürfte, will ich mir hier nicht zumuthen.

Neben obigen Beispielen von Tarnopol und von Podkamień ist hier ferner das Vorkommen von Trümmern des sarmatischen Kalksteines in einem Kalksandsteine, welcher im Hangenden des am Steilabfalle von Zbaraż, zwischen den beiden dortigen Teichen, und zwar hier sammt den oberen Lithothamnienschichten entblössten Kaiserwalder Lithothamnienconglomerate auftritt, besonders hervorzuheben.

Dieser sonst die tiefste Lage von sarmatischen Sanden (Piaskowa góra) darstellende Kalksandstein, welcher viele Quarzkörner, von Fossilien aber *Cerithium pictum*, *Modiola marginata* und *Ervilia podolica* enthält, lässt sich von den Kalksandsteinen, welche sonst mit Kaiserwalder Schichten wechsellagern und ihren Hangendtheil darstellen, petrographisch nicht unterscheiden. Jener eigenartige, auf diese Gegenden beschränkte petrographische Habitus der letzteren [1]) bedingt somit eine enge stratigraphische Verknüpfung der Mediterranstufe mit den sarmatischen Bildungen, indem einerseits ein allmäliger Uebergang in die letzteren durch Aufnahme von Quarzsandkörnern sich geltend macht und andererseits sarmatische Fossilien (Zarubińce Skałat S.) auch solche Bildungen kennzeichnen, welche sonst überall durch die Scissusfauna charakterisirt werden, was ich hier anhangsweise, und zwar in Ergänzung der Bemerkung Hilber's betone (l. c. pag. 323), nach welcher „im nordöstlichen Theile des Plateaus, wo in der zweiten Mediterranstufe die Kalkfacies herrscht, der Eintritt der sarmatischen Zeit mit einem Gesteinswechsel verbunden sei, indem die Absätze der letzteren mit Sandbildungen beginnen".

Bereits in der lehrreichen, hier mehrfach angeführten Hilber'schen Abhandlung wird das Vorkommen von mediterranen Fossilien in ostgalizischen sarmatischen Bildungen (und entgegengesetzt), grösstentheils nach den Angaben Olszewski's besprochen, welche Erscheinung hier

[1]) Derartige Trümmerbildungen kommen in anderen Gegenden Podoliens entweder im Lithothamniencomplexe selbst oder in seinem Liegenden (Beremiany, Dunikowski und Łomnicki; Mikołajów, Niedźwiedzki und Hilber) vor. Als das westlichste Vorkommen von Kaiserwalder Schichten dieser Ausbildung muss nunmehr der von Hilber (l. c. pag. 281) aus der Ortschaft Blich (Założce O.) citirte Kalksandstein mit Pecten Wulkae, ferner auch der von Olszewski (l. c. 1876, pag. 19) in Wołoczkowce (Płuchów O.) im Liegenden eines sarmatischen Mergelkalkes vorgefundene Detrituskalk („Czerepica") gelten.

auch insoferne von Interesse ist, als dieselbe gerade im Gebiete des Bryozoënriffes der Miodoboren häufig zu sein pflegt.

Der Pleuroporenkalkstein des Berges Łan bei Zbaraż stary hat mir nun bis jetzt folgende Formen geliefert:

Haliotis cf. tuberculata Linn.
H. cf. Volhynica Eichw.
Conus sp.
Lithodomus sp.
Lima sarmatica Hilb.
Lima cf. squamosa Lam.
Pecten Reussi Hoern.
Pecten sp.

Ferner auch: *Monodonta angulata Eichw.*, *Cardium Ruthenicum Hilb.*, *Modiola marginata Eichw.*, *Serpula sp.*, *Bryozoen*; *Lithodomus sp.* kommt ausserdem in Załuże, in Opryłowce („Skała") und auf der Wasylińska góra vor.

In den nach Obigem als sarmatisch zu betrachtenden Sanden finden sich viele marine Fossilien (*Ostrea cochlear Poli*, *O. digitalina du Bois*, *Venus cf. plicata Gmel*, *Venus cf. cincta Eichw.*, *Pectunculus pilosus Linn.*, *Cerithium scabrum Olivi*, *Cerithium deforme*, *Cassis saburon Lam.*, *Trochus cf. patulus*, *Crania sp.*, *Lithothamnien etc.*), welche hier indessen im Gegensatz zur oft schönen Erhaltung [1]) in mediterranen Sanden meistens so stark abgerieben sind, dass an deren secundärer Lagerstätte nicht zu zweifeln ist, während an anderen Ortschaften wiederum primäres Vorkommen vorzuliegen scheint (*Pecten Lilli Pusch* und *Cardita sp.* im Quarzconglomerate von Proniatyn, *Cassis saburon* im Sande von Piaskowa góra etc.) [2]).

[1]) Vergl. darüber die Angaben Olszewski's im Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1875, pag. 95 unten.

[2]) Es sei mir an dieser Stelle gestattet, meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Neumayr, welcher mir die zur Bestimmung dieser und anderer Tertiärfossilien dieser Gegend nöthige Literatur auf liberalste Weise zur Verfügung stellte, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen.

Die Kalkfalte des Piz Alv in Graubünden.

Von **Dr. Carl Diener.**

Die ernsten, düsteren Formen des granitischen Grundgebirges der Bernina-Gruppe jäh unterbrechend, erhebt sich an der Strasse von Pontresina zum Berninahospiz zwischen den Thälern Val del Fain und Val Minor ein 1·5—2 Kilometer breiter, mesozoischer Kalkzug, der in der schroffen Felspyramide des Piz Alv (2926 Meter) culminirt. Schon Leopold v. Buch[1]) erwähnt dieses merkwürdigen Bergzuges, der durch seine blendende Weisse und Schroffheit so eigenthümlich mit den dunkeln Schieferbergen seiner Umgebung und den firnstrahlenden Granithäuptern der centralen Bernina-Gruppe contrastirt. „Sein Gestein ist ein dichter, hellgrauer, splittriger und im Sonnenlichte sehr feinkörniger Kalkstein, der vom Urkalkstein gar keine Merkmale trägt, und in dem man, nach seinen Kennzeichen zu urtheilen, fast nach Versteinerungen sich umsehen möchte. Schwer ist es zu glauben, dass diese Massen hier nicht gleichsam fremdartig und eingeschoben und keineswegs der herrschenden Gebirgsart des Passes untergeordnet sind. Sie unterscheiden sich völlig im äusseren Ansehen, in Lagerung, in Mächtigkeit, in Fortstreichen und Form des Aeusseren von den vielen untergeordneten Kalksteinlagern der Gegend von Poschiavo." Die detaillirten Aufnahmen von Graubünden durch Theobald[2]) haben v. Buch's Vermuthungen, dass man es hier mit mesozoischen, dem granitischen Kern des Gebirges eingelagerten Bildungen zu thun habe, vollinhaltlich bestätigt. Im verflossenen Sommer hatte ich Gelegenheit, in Gesellschaft meines hochverehrten Lehrers, Professor Suess, dieses interessante Gebiet eingehend zu besichtigen und dürften die Resultate dieser Untersuchungen, die übrigens von den Beobachtungen Theobald's in manchen nicht unwesentlichen Punkten abweichen, vielleicht einige neue Beiträge zu unserer Kenntniss der Trias von Graubünden enthalten.

Wenn man, vom Bernina-Passe oder der Diavolezza her kommend, sich dem Piz Alv von S nähert, so scheint sich derselbe auf den ersten Blick als eine nach W überschlagene Mulde darzustellen, deren Streichen

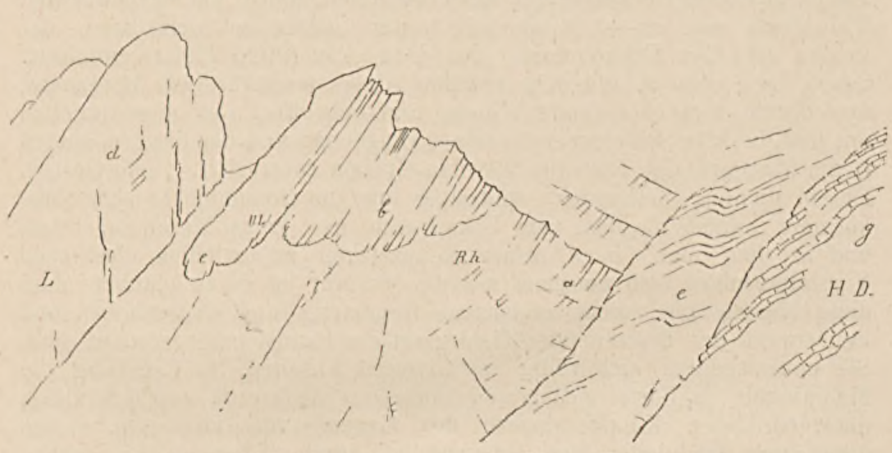
[1]) Bemerkungen über das Bernina-Gebirge in Graubünden. Abhdlgn. k. Akad. d. Wissensch. Berlin 1881. S. 105—122.

[2]) Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. 3. Lief. Chur 1866. S. 188 ff.

im Allgemeinen nach NNO gerichtet ist. Zu einer solchen Annahme drängt der sofort in die Augen springende Unterschied des Schichtfalles in dem unteren und oberen Theile des Berges. Während in den unteren Partien NW-Fallen herrscht, zeigt der obere Theil ein Fallen der Schichten nach SO. In der That haben wir es auch, wie sich später zeigen wird, im grossen Ganzen mit einer nach SW überschlagenen Mulde oder Falte zu thun, die jedoch nicht, wie Theobald annimmt, regelmässig, sondern einseitig gebaut ist.

Betrachtet man zunächst die unteren Partien des Berges von S, etwa von der Berninastrasse aus, und sieht dabei von dem entgegengesetzt geneigten Gipfel vollständig ab, so fällt vor Allem ein dünngeschichteter Complex von gelbgrauen und bläulichschwarzen, circa 30° NW fallenden Kalksteinen auf, welcher das Westgehänge eines Grabens zusammensetzt, der in diesen Theil des Berges verhältnissmässig am tiefsten eingeschnitten erscheint (Punkt *a* des beistehenden Profils).

Profil oberhalb der Berninastrasse (Südseite des Piz Alv).



HD = Hauptdolomit. *UL* = Unterer Lias.
Rh = Rhätische Stufe. *L* = Lias.

In diesem Kalk fand Studer zum erstenmale Versteinerungen, die auf ein rhätisches Alter hinwiesen. Das Aussehen und der ganze Charakter des Gesteins erinnert vollständig an Kössener Schichten. Unter den zahlreichen Versteinerungen, die wir hier sammelten, und für deren Bestimmung ich insbesondere Herrn Professor Neumayr zu Dank verpflichtet bin, sind leider nur sehr wenige hinreichend gut erhalten, um eine sichere Deutung zuzulassen. Die aufgesammelten Stücke enthalten vorwiegend Brachiopoden, unter welchen namentlich eine Terebratula, wahrscheinlich *T. gregaria Suess*, zu tausenden ganze Bänke erfüllt, und Cidaritenstacheln, darunter ein sicher bestimmbares Exemplar von *Cidaris Falgeri*, ferner zahlreiche Querflächen von *Pentacrinus*, der sonst in den rhätischen Ablagerungen nicht eben häufig ist, aber an einer ähnlichen Localität sich wieder-

findet, nämlich dem Semmering, wo die rhätischen Schichten als ein fremdes, durchaus unaufgeklärtes Element ausserhalb der Kalkalpen erscheinen. Bemerkt zu werden verdient, dass die Brachiopodenbänke keine *Pentacrinus*- und *Cidaris*-Reste führen, ein Verhältniss, das bekanntlich auch für manche Muschelkalk-Ablagerungen der Südalpen charakteristisch ist. Dagegen kennzeichnet die Fossilführung kein bestimmtes Niveau, vielmehr treten die Brachiopoden und Pentacrinusschichten miteinander vielfach in Wechsellagerung. Endlich seien noch die Reste eines grossen Ganoiden erwähnt, der gleichfalls aus diesem Schichtencomplex stammt und dessen Habitus, soweit erkennbar, mit demjenigen der fossilen Fische von Seefeld übereinstimmt.

Rhätische Schichten setzen auch den unteren Theil des auffallenden Felskopfes *b* über dem rechten Gehänge des Grabens *a* zusammen. Eine 3—4 Meter mächtige Bank desselben, die aus dichtem Kalkstein, der auf frischem Bruche dunkel gefärbt erscheint, besteht und die von Theobald als Dachsteinkalk angesprochen wurde, führt dieselben Terebrateln und erweist sich dementsprechend nur als eine mächtigere Bank der rhätischen Schichten. Es folgt nun eine 2—3 Meter dicke Zone von gestriemtem Bänderkalk und dünn geschichteten, spröden Kalktafeln, bei deren Bildung ausser dem senkrechten Druck wahrscheinlich noch eine gleitende Bewegung massgebend war, wie dies die eigenthümlich gestriemten Bewegungsflächen erkennen lassen. In den obersten Partien des Bänderkalkes gewahrt man auf eine Distanz von 0·7 Meter drei stärkere, bis 0·1 Meter mächtige und zwei schwächere Hornsteinbänder eingeschaltet. (Punkt *c* des Profils I.) Auf Grund dieser Hornsteinbänder, welche in den nordöstlichen Alpen die unterste Stufe des Lias von Enzesfeld charakterisiren, dürften diese Schichten bereits dem Lias beizuzählen sein, der weiterhin als ein sehr mächtiger Complex marmorisirter Bänke von rosafarbenen oder gelblichen Kalksteinen und Breccien entwickelt ist, in welchen zahlreiche eingeschaltete und eingequetschte rothe thonige und kalkige Massen mit Glanzflächen sich als die Vertreter der Adnether Schichten erkennen lassen. Die ganze, steil gegen die Berninastrasse abstürzende Felswand *d*, welche durch ihre zahlreichen krummschaligen Bewegungsflächen auffällt, besteht aus dieser rothen und weissen Lias-Breccie, die keine Spur von Schichtung zeigt, sondern gänzlich zertrümmert und marmorisirt erscheint. Theobald fand in diesem Gestein, das auch er als eine dem Steinberger Kalk (Lias) des Unter-Engadin und Rhäticon vollständig analoge Bildung bezeichnet, nur Reste von unbestimmbaren Belemniten und Crinoiden.

Verfolgt man die südlichen Abhänge des Piz Alv von dem früher erwähnten Graben *a* nach Osten hin, so befindet man sich noch auf eine Entfernung von beiläufig 50 Meter in rhätischen Schichten, welche hier eine kleine Anticlinale *e* bilden, die jedoch die Regelmässigkeit der Schichtfolge nicht stört. Denn schon an dem linksseitigen Abhang des folgenden Grabens *f* tritt wieder NW-Fallen ein. Den dunklen rhätischen Kalken ist auf eine kurze Strecke hin eine 2—3 Meter mächtige Bank von rothem Kalkstein eingelagert, welche Crinoiden, daneben aber noch dieselben rhätischen Brachiopoden enthält und somit

trotz dieser petrographischen Verschiedenheit als rhätisch angesprochen werden muss.

Die rhätischen Schichten concordant unterlagernd, folgt östlich von dem letzterwähnten Graben *f* (bei *g*) das mächtigste Glied des ganzen Kalkzuges, ein wohlgeschichteter splittriger Kalkstein von bald hellgrauer, bald röthlichweisser Färbung. Theobald bezeichnet dasselbe als Hauptdolomit, und lassen sowohl die Lagerungsverhältnisse als der petrographische Charakter des Gesteins kaum eine andere Deutung zu. Befremdlich ist nur das Auftreten mehrerer ziemlich mächtiger, zum Theil lebhaft gelb gefärbter Hornsteinzüge in den hangendsten Partien desselben, ein Vorkommen, das der obersten Trias der Ostalpen sonst fremd ist. Als mineralogisch interessant verdient das Vorkommen von Arsenikkies und eingewachsenen Doppelpyramiden von Quarz in diesem sehr magnesiareichen Kalksteine erwähnt zu werden. Von Versteinerungen fanden wir trotz sehr eifrigen Suchens nur zweifelhafte Reste von Diploporen und einen schlecht erhaltenen Durchschnitt eines Gasteropoden, vermuthlich einer *Natica*-Art. Die Gesammtmächtigkeit des Hauptdolomits mag über 200 Meter betragen. Der Fall der Schichten ist regelmässig NW; während die rhätischen Schichten durchschnittlich mit blos 30—40° einfallen, nimmt der Einfallswinkel im Hauptdolomit an Steilheit beständig zu und steigert sich nahe dem Ausgang des Val Minor bis auf 70°. Hier schneiden die Kalkbildungen des Piz Alv an den krystallinischen Gesteinen des Piz Lagalp (2962 Meter) rasch ab. Der Ausgang des Val Minor entspricht einer Verwerfung, die jedoch weiter nach N hin sich in das Massiv des Piz Alv selbst einschneidet und der Krümmung des Val Minor nicht folgt. An der rechtsseitigen Lehne des Val Minor kommt bei dem (auf der Dufour-Karte bezeichneten) Graben, welcher den Piz Alv gegen Osten abschneidet, in immer zunehmender Breite unter den Triaskalken ein rosenrother Quarzit hervor, manchmal durchzogen von grünen Flasern eines talkähnlichen Minerals. Theobald zählt ihn den Verrucano-Bildungen zu, obwohl er dem typischen Verrucano durchaus fern steht, vielmehr eine nicht geringe Aehnlichkeit mit manchen Grödner Sandsteinen des Judicarien-Gebietes besitzt. Er erscheint an der oben bezeichneten Stelle in einer Mächtigkeit von ca. 25 Meter entblösst und die unmittelbar darüber liegenden Triaskalke lassen eine, wenn auch sehr geringe Entwicklung der unteren Trias annehmen. Insbesondere ist es eine theils blass rosafarbene, theils blassgrüne Bank von Kalkstein, welcher Glimmerschüppchen enthält, die sich von dem darüber folgenden Hauptdolomit deutlich abgrenzt. In der erwähnten Kalkbank eingeschlossen, fanden wir u. a. auch einen 0·2 Meter langen Block von rothem Schiefer, sehr ähnlich dem Werfener Schiefer der Nordalpen, doch ohne erkennbare Petrefacten. Auf dieses Vorkommen beschränkt sich so ziemlich Alles, was man in dem Kalkzuge des Piz Alv mit einiger Berechtigung zur unteren Trias stellen könnte, die somit, wenn überhaupt, jedenfalls nur sehr schwach entwickelt ist. Das Auftreten von Lüner Schichten zwischen Hauptdolomit und den eben genannten zweifelhaften Aequivalenten der unteren Trias konnten wir nirgends mit Sicherheit constatiren, obwohl die Lüner Schichten nach Theobald hier durch grünliche Schiefer und Rauchwacken vertreten sein sollen.

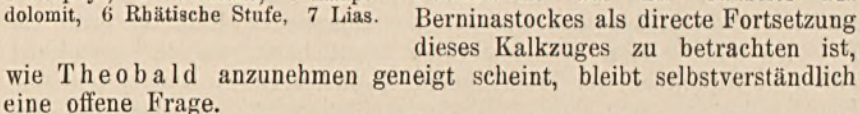
Im weiteren Verlaufe gegen Norden bildet der Verrucano die Grenze gegen die ebenfalls NW fallenden krystallinischen Schiefer (Augengneisse und Casannaschiefer Theobald's) des Piz Lagalp (2962 Meter) und des Piz d'ils Leis (3052 Meter) und scheint daher der am Ausgang des Val Minor beobachtete Bruch hier bereits sein Ende zu finden.

Von dem flachen Sattel zwischen Piz Alv und Piz d'ils Leis, welcher einen beschwerlichen Uebergang aus dem Val Minor in das Val del Fain oder Heuthal gestattet, dehnt sich eine nicht unbedeutende Masse von rothem Felsitporphyr über das letztere hinüber bis zum Pizzo della Stretta im Nordosten. Noch bei der Alp Stretta im oberen Val del Fain fanden wir lose Stücke dieses rothen Porphyrs, deren Oberfläche gewöhnlich auffallend stark verwittert ist. Der Verrucano begleitet den Porphyr seiner ganzen Ausdehnung nach und ist namentlich dort, wo er das Val del Fain übersetzt, von bedeutender Mächtigkeit. Die Mulde des Piz Alv hebt sich somit, während sie gegen die Bernina-Strasse zu offen ist, gegen den Hintergrund von Val Minor und Val del Fain beträchtlich.

Verfolgt man das Val del Fain von der Alp Stretta nach abwärts, so quert man zuerst den eben besprochenen Zug von Verrucano und tritt hierauf in die Kalkzone ein, welche an dieser Stelle mit einer Mächtigkeit von ca. 250 Meter das Thal übersetzt und als directe nördliche Fortsetzung des Piz Alv die complicirte Kalkfalte von La Pischa bildet. Man sieht mit voller Deutlichkeit, wie der windschief gebogene Gipfeltheil der Trias, indem er das Streichen ändert und das Heuthal kreuzt, sich dabei vollständig überschlägt, so dass auf der inneren Seite der Mulde eine steile Grenze zwischen den weissen Kalken und den dunkeln krystallinischen Schiefern, welche den Ausgang des Val del Fain zusammensetzen, quer durch das Thal läuft, und wie sich die ganze Kalkmasse endlich flach und völlig discordant auf den etwa 15° WSW geneigten alten Schiefer auflegt und die Gipfelkuppen des Pischakammes bildet. Würde man diesen Kamm allein sehen, ohne auf seinen Zusammenhang mit Piz Alv Rücksicht zu nehmen, so könnte man glauben, eine einfache Transgression von Triaskalken über alten Schiefern vor sich zu haben. Die Lagerungsverhältnisse auf La Pischa scheinen im höchsten Grade complicirt zu sein, und würde ihre Entzifferung ein sehr sorgfältiges Studium und viel mehr Zeit erfordern, als uns diesbezüglich zur Verfügung stand. Jedenfalls nehmen an der Zusammensetzung dieses Kammes noch rhätische Schichten Antheil, wie wir aus einzelnen losen Platten eines dunkelgrauen Kalksteines mit Pentacrinus-Resten gleich denjenigen von Piz Alv ersehen konnten.

Der Piz Alv selbst fällt gegen das Val del Fain als eine etwa 800 Meter mächtige, wenig gegliederte Wand ab, die fast vom Fusse bis zum Gipfel hinauf aus Hauptdolomit besteht, der hier eine flache, im Streichen gelegene Mulde bildet. Der Lias, den wir auf der Südseite des Berges kennen gelernt haben, tritt am Ausgange des Val del Fain mit scharfem Bruche, der sich ca. 50 bis 100 Meter über der Thalsohle an den Gehängen des Piz Alv hinzieht, unmittelbar an die krystallinischen Schiefer heran, welche hier flach SO fallen. Der Bau der Mulde oder Falte ist also auf der Westseite ein durchaus

einseitiger. Zwischen dem Lias und den krystallinischen Schiefern sind weitere Glieder nicht zu erkennen und auch nicht vorauszusetzen. Das Rhätische scheint sich in der Mitte des Berges sehr bald auszukeilen und zu verschwinden, wenigstens tritt es auf der Westseite nirgends mehr zu Tage und ist daher Theobald's Einzeichnung in diesem Sinne zu berichtigen, wie dies auch die beistehende Kartenskizze ersichtlich macht.

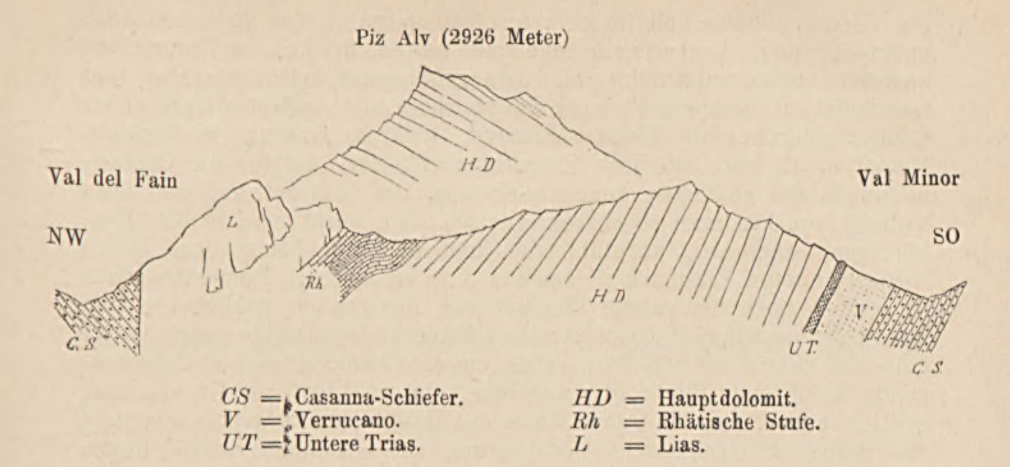


1 Augengneiss, 2 Casannaschiefer, 3 Porphyr, 4 Verrucano, 5 Hauptdolomit, 6 Rhätische Stufe, 7 Lias.

Werfen wir noch einen flüchtigen Blick auf die südliche Fortsetzung der Kalkfalte des Piz Alv, so sehen wir dieselbe stark verschmälert, aber in ihren Hauptgliedern noch immer wohl erkennbar unweit Alp Bondo den Abfluss der Berninaseen überschreiten, hierauf in das kurze, steile Hochthal Val d'Arlas eintreten und endlich unter dem Firn der Arlas-Lücke im NW des gewaltigen Piz Cambrena verschwinden. Ob der Kalkstreifen von Fellaria und Val Poschiavino auf der Südseite des Berninastockes als directe Fortsetzung dieses Kalkzuges zu betrachten ist, wie Theobald anzunehmen geneigt scheint, bleibt selbstverständlich eine offene Frage.

Unsere Beobachtungen lassen sich kurz dahin resumiren, dass dieser ganze Streifen mesozoischer Gesteine, dessen Culminationspunkt der Piz Alv bildet, in der That jenes vielfach gewundene Streichen besitzt, welches Theobald verzeichnet, dass jedoch Theobald in der symmetrischen Ergänzung der Schichtfolge zu beiden Seiten der Falte viel zu weit gegangen ist. Der Bau der Mulde ist vielmehr ein durchaus einseitiger, und erscheint der Kalkzug an der Innenseite derselben nicht blos in das krystallinische Grundgebirge eingefaltet, sondern auch gleichzeitig an demselben abgebrochen. Die Einklemmung ist jedoch eine einseitige; denn der äussere Rand der Mulde ist, wie dies der Porphyrzug am Fusse des Piz d'ils Leis, sowie der fortlaufende Saum von Verrucano, der die Serie der Triasgesteine normal unterlagert, anzeigen, im Wesentlichen erhalten und nur am Ausgange des Val Minor durch eine Verwerfung abgeschnitten. Innerhalb dieser Mulde erscheint die Serie der mesozoischen Bildungen bis zum Lias hinauf entwickelt. Die Entwicklung derselben ist die in den Ostalpen vorherrschende, aber ausgezeichnet durch die verhältnissmässig geringe Mächtigkeit der einzelnen Glieder, so dass die ganze Schichtreihe von der unteren Trias bis zu dem obersten noch vertretenen Lias-Niveau nur eine Mächtigkeit von ca. 300 Meter repräsentirt, wobei mehrere Etagen, wie Hauptdolomit, Kössener Schichten und unterer Lias ziemlich gut charakterisirt sind.

Das beifolgende Profil mag die geschilderten stratigraphischen Verhältnisse zur Anschauung bringen.



Zum Schlusse möge noch mit einigen Worten jener Veränderungen gedacht sein, welche die mesozoischen Gesteine durch den bei ihrer Faltung und Einklemmung in das krystallinische Grundgebirge wirksamen Druck erlitten haben und die in den von Baltzer und Heim als mechanische Metamorphose bezeichneten Erscheinungen ihren Ausdruck finden. Alle hierher gehörigen Erscheinungen, welche in so grossartiger Entfaltung Baltzer [1]) an den Kalkkeilen des Jungfrau-Finsteraarhorn-Massivs, Heim [2]) in der Toedi-Windgellen-Gruppe beobachtete, zeigen sich auch an der Kalkfalte des Piz Alv, wenngleich in kleinerem Massstabe. Auch hier sind die ursprünglich roth gefärbten Kalke des Lias gänzlich zertrümmert und in röthlichgelben oder weissen Marmor umgewandelt, die rhätischen Schichten vielfach zerdrückt und ausgewalzt worden. Unter den Tausenden von Brachiopoden, welche die rhätischen Bänke durchschwärmen, hält es schwer, auch nur ein Exemplar zu finden, das nicht zerquetscht und in die Länge gezogen wäre. Am stärksten scheinen sich die Wirkungen des mechanischen Metamorphismus in den Liasgesteinen geltend gemacht zu haben. Hier ist die ursprüngliche Schichtung vollständig zerstört, das Gestein zerdrückt und marmorisirt und zum Theil in eine wahre Reibungsbreccie umgewandelt worden. Auch die bereits von Escher [3]) als charakteristisch betonte Eigenthümlichkeit solcher durch Druck veränderter Kalke, dass sie oft ganz mit glänzenden Schuppen von grünem Talk bedeckt sind, ist hier allenthalben zu sehen. Der Charakter aller dieser Erscheinungen ist jedoch ein wesentlich anderer als derjenige durch vulcanischen Contact hervorgerufener Veränderungen. Nachdem wir erst kurze Zeit zuvor die von Lepsius [4]) beschriebenen Contactphänomene

---

[1]) Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. 20. Lief. 1880.)

[2]) Mechanismus der Gebirgsbildung. II. Th., S. 121 ff.

[3]) Gemälde der Schweiz, Canton Glarus von Heer und Blumer, Abschn. „Gebirgskunde“ von Escher, S. 21.

[4]) Das westliche Südtirol. S. 220 ff.

am Forcellina-Pass und im obersten Val aperta in der südlichen Adamello-Gruppe in Augenschein genommen hatten, fiel uns der Unterschied zwischen beiden umsomehr auf. Die grobkrystallinische Structur und manchmal schneeweisse Färbung des Marmors, das Auftreten zahlreicher Contactminerale, wie Biotit, Muscovit, Idokras, Granat, Wollastonit, Epidot u. a., kurz alle jene Eigenthümlichkeiten, die für die Contactbildungen der südlichen Adamello-Gruppe, des Monzoni und des alten Vulcans von Predazzo so charakteristisch sind, sucht man in dem feinkörnigen, wachsartig anzufühlenden und durch flachmuschligen Bruch ausgezeichneten Liasmarmor des Piz Alv vergebens. Bemerkenswerth ist endlich noch der rasche Wechsel von unverändert gebliebenen und metamorphosirten Sedimenten. So erscheinen beispielsweise noch innerhalb der rhätischen Schichten selbst einzelne Pentacrinus und Cidaritenstacheln führende Bänke, die nur eine sehr unbedeutende Umwandlung erlitten haben, und die ganze Masse des Hauptdolomits weist auch nicht die geringste mechanische Veränderung auf. Analoge Erscheinungen haben Escher, Heim und Baltzer noch an zahlreichen anderen Punkten der Schweizer Alpen nachgewiesen. Auch sie sind für die Beurtheilung des Unterschiedes zwischen der mechanischen und der Contact-Metamorphose sicherlich von massgebender Bedeutung.

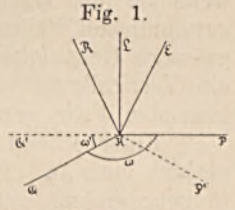
Das neue Goniometer der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. VI) und 6 in den Text gedruckten Holzschnitten.

Von **Dr. Aristides Brezina.**

Bekanntlich pflegt man gegenwärtig den Winkel zweier ebener Flächen an Krystallen fast ausschliesslich auf die Weise zu messen, dass man von der einen Fläche Licht spiegeln lässt und dann den Krystall um die Kante beider Flächen dreht, bis die zweite Fläche das Licht in derselben Weise spiegelt, wie früher die erste. Man hat dazu um das Supplement des inneren Winkels der beiden Flächen zu drehen, wie aus nebenstehender Figur 1 hervorgeht, in welcher PQ die beiden Flächen sind, deren Winkel ω zu bestimmen ist, K ihre Kante (die Zeichenebene zu beiden Flächen und ihrer Kante senkrecht gedacht), EK ein einfallender, KR der reflectirte Strahl, KL das Loth auf die Fläche im Falle der Spiegelung, $P'Q'$ die Lage der Flächen nach erfolgter Drehung um den Winkel $\omega' = 180^0 - \omega$, wonach Q' nunmehr die Richtung besitzt, welche früher P eingenommen hatte. Hiebei unterscheiden sich die gebräuchlichsten Instrumente hauptsächlich darin, dass bei den einen die Spiegelungsebene EKR vertical, also die zu messende Kante K horizontal, bei den anderen umgekehrt EKR horizontal und K vertical stehen.

Fig. 1.



Als ich daher im Verlaufe meiner krystallographischen Untersuchungen an homologen und isomeren Reihen eine Anzahl von Verbesserungen am Mitscherlich'schen Goniometer anbrachte, welche dasselbe insbesondere zur Messung an sehr kleinen, unvollkommen ausgebildeten oder nicht luftbeständigen Krystallen geeigneter machen sollte [1]) und als die Möglichkeit der Ausführung eines nach meinen Angaben gebauten Instrumentes durch die reichlichen Mittel gesichert war, welche die Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt auf die wissenschaftliche Ausrüstung des dortigen chemischen Laboratoriums verwendet,

[1]) Der die Methoden betreffende Theil erschien unter dem Titel: Methodik der Krystallbestimmung. Wien, Carl Gerold's Sohn, 1884, 8⁰.

bot sich naturgemäss zunächst die Frage dar, ob die neuen Einrichtungen an einem Vertical- oder Horizontalinstrumente angebracht werden sollten. Der Horizontalkreis hat den Vortheil, dass bei beliebigen Incidenzen mit gleicher Leichtigkeit beobachtet werden kann, ohne dass man die Fernrohre in grössere oder geringere Entfernung von der Limbusaxe zu bringen braucht; dadurch wird eine Verschiebung der Vorsteckloupe unnöthig, ebenso kann man bei nahezu senkrechter Incidenz ohne Zuhilfenahme eines Spiegels oder totalreflectirenden Prismas beobachten, wodurch störende Nebenreflexe vermieden werden; endlich fallen bei Horizontalinstrumenten diejenigen Fehler weg, welche durch die Deformirung des Klebwachses oder des Krystallträgertheiles unter dem Einflusse der Schwere entstehen. Wenn es deshalb zur Erreichung der höchsten möglichen Genauigkeit (bis herab zu wenigen Secunden) unbedingt geboten ist, sich der Horizontalkreise zu bedienen, so bieten, abgesehen von den seltenen, einer solchen Genauigkeit zugänglichen Fällen, die Verticalinstrumente Vortheile, welche sie für alle gewöhnlichen Untersuchungen weitaus empfehlenswerther machen. Dahin gehört vor Allem der Vortheil eines weitaus rascheren Arbeitens, das durch die bequeme Haltung der Arme und die gleichbleibende Stellung der Goniometertheile ermöglicht wird; ebenso lassen sich die weiter unten zu besprechenden Vorrichtungen für Messung zersetzbarer Substanzen kaum anders als an Verticalinstrumenten anbringen, und da man Goniometer, welche zu besonders feinen Constantenbestimmungen dienen sollen, nicht auch für die laufenden Arbeiten verwenden darf, wenn sie ihre Genauigkeit nicht bald einbüssen sollen, so ist in allen gewöhnlichen Fällen, in welchen die Beschaffenheit der Krystalle eine grössere Genauigkeit als 2—3 Minuten ohnedies nicht erzielen lässt, ein Verticalkreis vorzuziehen. Ein solcher wurde also auch im vorliegenden Falle gewählt.

Entsprechend dem eingangs erwähnten Principe der Messung benöthigt man an einem solchen Reflexionsgoniometer dreierlei Vorrichtungen: erstens solche, welche das Bild eines leuchtenden Gegenstandes zur Krystallfläche senden und das gespiegelte Bild aufnehmen, beziehungsweise in das beobachtende Auge gelangen lassen (Abseher oder Fernrohre), sodann Vorrichtungen, welche eine Drehung des Krystalles um die Kante zweier seiner Flächen ermöglichen (Justir- und Centrirvorrichtungen), und endlich Vorrichtungen zur Messung der Grösse der erfolgten Drehung. Auch bezüglich ihres räumlichen Zusammenhanges sondern sich die Theile des Instrumentes nahe übereinstimmend mit vorstehenden drei Gruppen, nur reiht sich an die erste Gruppe die dritte und an diese die zweite.

Die allgemeine Anordnung der Haupttheile eines solchen Instrumentes ist in der nachfolgenden, meinem oben citirten Werke entnommenen Figur 2 dargestellt[1]). Der weissgebliebene Theil I ist das Stativ mit den Fernrohren (bei 1 angedeutet) zur Fixirung des Ganges der eintretenden und gespiegelten Lichtstrahlen, mit einer zur Ebene der optischen Axen der Fernrohre senkrechten Durchbohrung

[1]) Die Verlagsbuchhandlung Carl Gerold's Sohn hat die Clichés zu dieser und den folgenden Figuren freundlichst zur Verfügung gestellt.

2 und einer festen Marke oder einem Nonius 3 zur Ablesung des jeweiligen Standes des Theilkreises; behufs Eliminirung des Excentricitätsfehlers sind zwei einander diametral entgegengesetzte Nonien, und zwar vorn und rückwärts, nicht einer oben wie in Figur 3 angebracht. Zum Stativtheil gehört noch die Verklemmung 12, welche gestattet, den Theilkreis fest mit dem Stative zu verbinden.

Der zweite, in der Figur mit II bezeichnete und schraffirt dargestellte Haupttheil besteht aus einer selbst wiederum durchbohrten Axe 4, welche in der Bohrung 2 des Statives drehbar ist, einem zur Drehungsaxe senkrechten Theilkreise 5, einer Handgriffscheibe 6, mittelst welcher die Drehung des Theiles bewirkt wird, und den zwei Klemmungen 12 und 11, von denen die erstere, wie schon erwähnt, den Theilkreis mit dem Stative verbindet, während 11 die Verbindung zwischen dem Limbustheile II und dem Krystallträgertheile III herzustellen erlaubt.

Der letztere (in der Figur punctirt) enthält die innerste Axe 7, welche sich in der Limbusaxe 4 dreht, den Centrirapparat 8, die Justirvorrichtung 9 (mit dem Krystallträger), eine Handgriffscheibe 10 und endlich die schon erwähnte Klemmung 11, welche die Verbindung zwischen II und III bewirkt.

Fig. 2.

Die einzelnen Theile haben die nachfolgende Einrichtung:

I. 1. Was zunächst den bilderzeugenden Theil, die Fernrohre, anbelangt, so sind die wesentlichsten Eigenschaften, durch welche sich das vorliegende Instrument von ähnlichen unterscheidet, vor Allem die Dimensionen der optischen Bestandtheile, der Linsen und Blenden, welche man früher ohne feste Richtschnur versuchsmässig abgeändert hat; ich habe in dem angeführten Werke den Gang der Lichtstrahlen im Goniometer dioptrisch untersucht und die Rolle eines jeden einzelnen Bestandtheiles (Oculare und Objective, Aperturen der Blendungen) zahlenmässig ermittelt; ebenso wurden die einzelnen Anforderungen, welche man in Bezug auf Empfindlichkeit, Bildvergrösserung, auflösende (bildstreuende) Kraft, Helligkeit und Gesichtsfeld an das Instrument stellen kann, zahlenmässig formulirt und nun auf dem Wege der Rechnung bestimmt, welche Dimensionen zur Erreichung bestimmter Aufgaben am günstigsten sind.

Die Verwendbarkeit der Fernrohre zur Fixirung des Ganges der Lichtstrahlen beruht bekanntlich auf der Eigenschaft einer Linse oder eines Linsensystemes, alle von einem Punkte der Hauptbrennebene kommenden Strahlen untereinander parallel (als Strahlencylinder) aus der Linse austreten zu lassen und umgekehrt alle untereinander parallel

auf die Linse fallenden Strahlen in einem einzigen Punkt der jenseitigen Brennebene zu vereinigen. Befindet sich also in der vorderen Brennebene einer Linse eine lichtdurchlassende Oeffnung mit einem Fadenkreuz, so sendet jeder Punkt dieser Apertur zur Linse einen Lichtkegel, welcher die Linse als Lichtcylinder verlässt; fallen diese verschiedenen Lichtcylinder auf eine zweite Linse, so werden alle zu einem Cylinder gehörigen Lichtstrahlen in einen Punkt der rückwärtigen (wiederum mit einem Fadenkreuz, dem Beobachtungsfadenkreuz ausgerüsteten) Brennebene der zweiten Linse vereinigt, woselbst somit ein Bild des correspondirenden Punktes der Einlassapertur entsteht. Einem jeden Punkte der ersten Apertur entspricht somit ein einziger Punkt der zweiten, die Einlassapertur wird in der Ebene der zweiten abgebildet, und wenn nun hinter die zweite (Beobachtungs-) Apertur ein Ocular gestellt wird, durch das ein hinter demselben befindliches Auge diese Apertur deutlich erblickt, so erblickt dasselbe gleichzeitig mit der gleichen Deutlichkeit die Einlassapertur mit dem dortselbst befindlichen Fadenkreuze. Man stellt die Fadenkreuze so, dass ihre Mittelpunkte in die optischen Axen der betreffenden Linsen fallen; befindet sich dann zwischen beiden Linsen eine ebene Fläche (Krystallfläche), welche das von der ersten Linse (Einlassobjectiv) kommende Licht auf die zweite Linse (Beobachtungsobjectiv) wirft, so fallen ersichtlicherweise die Bilder der Fadenkreuzmitten nur dann zusammen, wenn die Normale zur spiegelnden Fläche die Winkel der optischen Axen der Linsen (beziehungsweise Fernrohre) halbirt, so dass auf diese Weise zwei spiegelnde Flächen hintereinander genau in die gleiche, parallele Richtung gebracht werden können und der hiezu nothwendige Drehungswinkel abgelesen werden kann.

In der Darstellung der Fig. 3, Taf. VI, welche das Goniometer in halber Naturgrösse von der Seite des Krystalles aus zeigt, sind die Fernrohre zum Theile durchschnitten, zum Theile in Daraufsicht abgebildet; links das Einlassfernrohr, dessen Objectiv *o* (achromatisch) eine Brennweite von 120 Millimeter besitzt; in der vorderen Brennebene desselben, bei *r*, stehen drei mittelst Revolverbewegung vertauschbare Aperturen, von welchen die zu den gewöhnlichen Normalbeobachtungen dienende einen Durchmesser von 0·56 Millimeter und ein Fadenkreuz besitzt, dessen Arme gegen die Horizontale unter 45° nach rechts und links geneigt sind. Diese Apertur ist erforderlich, damit bei einer Objectivbrennweite von 120 Millimeter und einer scheinbaren Grösse des Signalbildes von 6 Millimeter eine Drehung des Krystalles um eine Minute eine Verschiebung des Bildes um ein Achtel seines Durchmessers hervorbringe. Die zweite Apertur enthält einen quer gestellten Schrauf'schen Spalt, die dritte eine grosse Blendung zur Erzielung eines grösseren Lichtkegels für die Aufsuchung der Reflexstellung; die beiden letztgenannten Aperturen sind zum Schutze des Auges mit Milchglas bedeckt. Das Einlassfernrohr benöthigt kein Ocular, weil ein solches nur eine Schwächung des Lichtes bewirken würde, es steht somit unmittelbar vor der Einlassapertur die Lichtquelle, gewöhnlich eine Petroleumlampe mit Flachbrenner, welcher im Falle der kleinen Apertur seine Schmalseite, im Falle der beiden grossen die Breitseite der Apertur zuwendet. Bei *ba* ist ein Balancirgewicht aus Blei ange-

bracht; von den Correcturschrauben *m* und c_2, sowie der Hebevorrichtung *Kt* wird weiter unten die Rede sein.

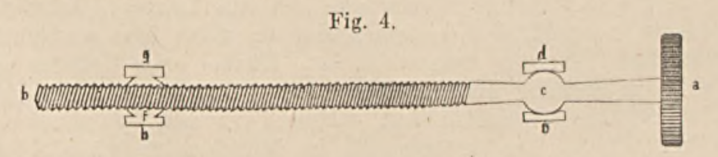
Das rechts stehende Beobachtungsfernrohr hat ein achromatisches Objectiv *o'* von ebenfalls 120 Millimeter Brennweite, welches jedoch nur einen Theil des eigentlichen Beobachtungsobjectives bildet; nachdem nämlich als Beobachtungsocular aus Gründen der Vergrösserung des Gesichtsfeldes ein Huyghens'sches Ocular gewählt wird, bildet das sogenannte Collectiv *co* (Brennweite 66 Millimeter), das um 87 Millimeter vom achromatischen Objective entfernt ist, mit letzterem zusammen das eigentliche Fernrohrobjectiv, dessen vereinigte Brennweite 80 Millimeter beträgt; das Fadenkreuz *f*, dessen Fäden in einer Vertical- und einer Horizontalebene stehen, befindet sich in der rückwärtigen Brennebene des vereinigten Objectives, also 22 Millimeter hinter dem Collectiv; das eigentliche Ocular *oc* hat eine Brennweite von 22 Millimeter und steht ungefähr 22 Millimeter hinter dem Fadenkreuz *f*, dem es sich übrigens, je nach Kurz- oder Weitsichtigkeit des Auges, näher oder weiter bringen lässt. Das ganze Huyghens'sche Ocular lässt sich aus gleich zu erörternden Gründen bis an die achromatische Linse *o'* heranschieben, was mittelst der Griffschrauben *gr* möglich ist, welche in den Huyghens eingeschraubt sind und durch lange Schlitze im Fernrohr hindurchragen. Dicht vor die achromatische Linse *o'* lässt sich eine Loupe *l* von 67 Millimeter Brennweite legen, deren Abstand von der Limbusaxe, also von der zu messenden Krystallkante gleich ist (beziehungsweise gleich gemacht wird) ihrer Brennweite, so dass jeder Punkt der Krystallkante vermittelst der Loupe ebenso auf das Beobachtungsobjectiv einwirkt, wie das in der Brennebene des Einlassobjectives befindliche Fadenkreuz vorher auf das Beobachtungsobjectiv eingewirkt hat; es wird also jeder Punkt der Krystallkante in der rückwärtigen Brennebene *f* und somit auch auf der Retina des Auges scharf abgebildet. Weil die Fernrohre gehoben und gesenkt und somit in verschiedene Entfernung von der Limbusaxe gebracht werden können, muss auch die Loupe *l* der Axe mehr oder weniger genähert werden, zu welchem Zwecke die Loupenfassung auf Fortsätzen des Fernrohres verschoben werden kann. Wir haben also jetzt zwei Fernrohrstellungen: ohne Loupe, wobei das Fernrohr als solches wirkt, und mit Loupe, wobei es als ein auf den Krystall eingestelltes Mikroskop wirkt; wird in letzterer Stellung der Huyghens an die achromatische Linse angeschoben, so tritt ein Moment ein, wo wiederum das Fadenkreuz *f* in die rückwärtige Brennebene des aus Loupe *l*, Achromat *o'* und Collectiv *co* gebildeten Systemes eintritt, wobei also wiederum ein astronomisches Fernrohr hergestellt ist. Bleibt beim Uebergang von Stellung II in Stellung III das Bild einer beleuchteten Krystallfläche im Mittelpunkt des Gesichtsfeldes, während es sich mit abnehmender Deutlichkeit allmälig in das ebenfalls im Mittelpunkt stehende Signalbild umwandelt, so gehören beide demselben Flächenstück an, es gibt also die Umwandlung durch Anschieben des Oculares an das mit Loupe versehene Objectiv Gelegenheit, die Zusammengehörigkeit von Signal- und Flächenbild zu erproben, was bei der Untersuchung stark facettirter Krystalle von Wichtigkeit ist.

Es ist zuweilen wichtig, bei verschiedenem Einfallswinkel des Lichtes *EKL* (Fig. 1) beobachten zu können; Nebenbilder durch Beugung sind oft von Nebenbildern vicinaler Flächen nur durch Veränderung des Einfallswinkels zu unterscheiden, stark gestreifte Flächen verlangen Beobachtung bei grossem Einfallswinkel, während andererseits bei senkrechter Incidenz die Partialbilder einer facettirten Fläche in ihrer natürlichen Streuung, ohne Verzerrung erscheinen, was zur Beurtheilung des Flächencharakters von Wichtigkeit ist. Um nun jede beliebige Incidenz herstellen zu können, sind die beiden Fernrohre in ihren Ständern vertical auf- und abwärts bewegbar — vermittelst gezähnter Räder an den Schrauben *tt'* — wobei die Neigung der Fernrohre gegen das Stativ durch die Verklemmungen *K* und die Mikrometerschrauben *mm'* entsprechend regulirt wird. Hiedurch ist bereits ein Spielraum vom Incidenzwinkel 90° (streifende Incidenz bei vollkommen bis zur Horizontalstellung gesenkten Fernrohren) bis zum Winkel von ungefähr 50° ermöglicht; ausserdem trägt das Beobachtungsfernrohr ober seinem Objective ein totalreflectirendes Glasprisma *p*, wodurch das Licht des Einlassfernrohres unter 30° bis nahezu 0° auf den Krystall geworfen werden kann. Das Charnier *s*, in welchem zu diesem Zwecke das Prisma drehbar ist, lässt sich durch eine Mikrometerschraube etwas gegen die optische Axe des Fernrohres verstellen, um es zu dieser genau senkrecht machen zu können.

Schliesslich sind an den Fernrohren noch die Correcturschrauben zu erwähnen, welche die optischen Axen derselben gegen die Limbusaxe senkrecht zu stellen gestatten. Eigentlich würde zu diesem Zwecke für jedes Fernrohr eine Schraube genügen. Nachdem aber die Fernrohre auch um Horizontalaxen drehbar sind, muss bewirkt werden, dass auch bei einer Drehung um diese die optischen Axen zur Limbusaxe senkrecht bleiben. Durch die Correcturschrauben C_2 und C_2' am Fusse der Fernrohrständer lassen sich die letzteren um verticale Axen drehen, während die Schrauben C_1 und C_1' (wovon nur letztere sichtbar ist) die Fernrohrlager in verticalen, zur Limbusaxe parallelen Ebenen heben und senken. Mittelst eines an Stelle des Krystalls angebrachten Planparallelglases können die betreffenden Correcturen ausgeführt werden.

I. 2 und 3. Ueber die Bohrung ist nur zu bemerken, dass sie gegen die Krystallträgerseite zu konisch erweitert ist; die Nonien sammt dem Deckel zum Schutze des Theilkreises werden bei Besprechung des Theilkreises erwähnt werden.

Fig. 4.

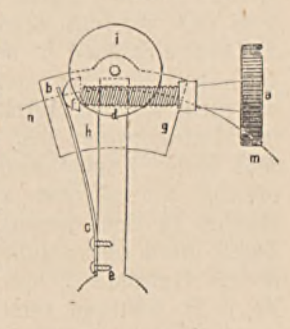


I. 12. Die Klemmung zwischen Stativ und Theilkreis ist sowie die zwischen letzterem und dem Krystallträgertheil, beziehungsweise den zugehörigen Handgriffscheiben, eine Mikrometerschraubenverklemmung, Fig. 4, behufs Vermeidung des bei elastischen Klemmungen (Fig. 5) zu befürchtenden Schleppens; bei ersterer sind die Backen *de* und *gh*

je an einem der gegeneinander zu verschiebenden Theile befestigt; die Mikrometerschraube *ab* ist mit der fest daran befindlichen Kugel *c* zwischen den Backen *de* drehbar, aber nicht verschiebbar eingeklemmt, während der Gewindetheil *b* der Schraube in einer, in die zweite Backe *gh* eingeschnittenen Mutterschraube *f* drehbar ist.

Bei der elastischen Klemmung, Fig. 5, ist das Muttergewinde *d* für die Mikrometerschraube *a* in ein Stahlprisma *de* eingeschnitten, das bei *e* in fester Verbindung mit dem einen zu bewegenden Theile (hier eine Axe) steht; der andere gegen diesen zu bewegende Theil *mn* (hier eine Handgriffscheibe) kann durch die Backenpresse *gh* erfasst werden, wenn die beiden Backen durch Schraube *i* angezogen werden; die Backenpresse hat einen festen stählernen Anschlag *b*, welcher durch eine am Prisma *de* angeschraubte starke Feder *bc* an das Ende der Mikrometerschraube *a* angedrückt wird.

Fig. 5.



Zum Stativtheile würde noch die Stopfbüchse gehören, weil sie mit ersterem in fester Verbindung steht; es erscheint jedoch zweckmässiger, dieselbe gelegentlich des Krystallträgers zu besprechen.

Der II. (Limbus-) Theil hat folgende Bestandtheile:

II. 4. Die durchbohrte Axe von der Form eines Hohlkegels mit konischer Bohrung.

II. 5. Den Theilkreis, welcher unter dem schon vorher erwähnten Dosendeckel läuft, um vor Staub, Säuredämpfen etc. geschützt zu sein. Zwei Glasfenster im Deckel sind an der Stelle der Nonien angebracht, um die Ablesung zu gestatten. Der Theilkreis, dessen Theilung auf der Kreisfläche eines ebenen Silberringes aufgetragen ist, hat einen Durchmesser von 20 Centimeter und ist in Sechstelgrade getheilt; die Nonien geben Drittelminuten[1]).

II. 6. Die zum Limbustheil gehörige Handgriffscheibe ist die grösste von den drei hintereinanderstehenden Scheiben; sie ist in fester Verbindung mit der Backenpresse 11, welche durch Anziehen einer Schraube auch die Handgriffscheibe des Krystallträgertheiles festhalten kann; eine Mikrometerschraube besorgt bei geschlossener Klemme die Feinverschiebung.

III. Der Krystallträgertheil. Hier sind zahlreiche Neuerungen angebracht.

III. 7. Die innerste Axe ist nach der dem Limbus abgewendeten Seite, entsprechend der Bohrung der Limbusaxe, konisch geformt; sie ist selbst wieder durchbohrt, die Bohrung hat einen quadratischen Querschnitt, in welchem ein Stahlprisma nach rechts und links mittelst einer rechts angebrachten Schraube (der kleinsten der drei Handgriffschrauben) verschiebbar ist. Am linken Ende des Stahlprismas sitzen die ganzen Einstellungsapparate. Diese Einrichtung, welche dazu dient,

[1]) Im Berichte in den Verhandlungen 1883, S. 271—272 steht irrthümlicherweise Zwölftelgrade und Sechstelminuten.

den Krystall in die Ebene der Fernrohraxen zu bringen, wurde von Fuess für seine Horizontalinstrumente angewendet; sie ist den anderweitigen derartigen Vorrichtungen (Schlittenverschiebung der beiden Fernrohre, verschiebbare Hülse um das linke Ende der innersten Axe) bei weitem vorzuziehen.

III. 8. Am Stahlprisma sitzen zunächst die zu einander senkrechten Centrirschlitten A und C, Fig. 6, Taf. VI, welche durch die Schneider'schen Differentialschrauben b, B und b', B' in Bewegung gesetzt werden. Dieselben haben die Bestimmung, eine jede Bewegung grob oder fein ausführen zu können, und functioniren in folgender Weise: soll das Stück M gegenüber dem feststehenden Stücke P grob oder fein verstellt werden, so dreht man an den Schrauben b' oder B'; die kleine Scheibe b' bewegt die aus zwei Theilen bestehende Schraube ON, wovon N ein sehr grobes, linksläufiges Gewinde vom Gange S_1 und dem grossen Durchmesser D_1 hat und sich mit grosser Reibung R_1 im Muttergewinde des Theiles M bewegt; der andere Theil O hat ein sehr feines[1]) rechtsläufiges Gewinde vom Gange s_2, dem kleinen Durchmesser d_2 und der kleinen Reibung r_2 in der Bohrung von Q, in welcher er sich bewegt. Dieser Theil Q, welcher auch selbstständig durch die Feinschraube B' bewegt werden kann, dreht sich mit ganz feinem Gewinde s_3 bei grösstem Durchmesser $\mathbf{D}_3$ und grösster Reibung $\mathbf{R}_3$ in P, während sein inneres Muttergewinde die Schraube O mitführt; es ist also

$$S_1 > s_2 > s_3; \quad \mathbf{D}_3 > D_1 > d_2; \quad \mathbf{R}_3 > R_1 > r_2;$$

bezeichnen wir also mit S_1 s_2 s_3 die absoluten Werthe der Gänge und werde jede Bewegung nach oben als positiv, jede nach unten als negativ bezeichnet, so bewirkt eine ganze Drehung der Feinschraube B' nach rechts ein Eindringen von Q um s_3, also eine negative Bewegung; die in Q liegende Schraube O muss nun entweder ungedreht bleiben, also sich einfach von Q schleppen lassen, oder die Drehung mitmachen; im ersten Falle ist vermöge der Reibung zwischen N und M (R_1) die Reibung zwischen O und Q (r_2) zu überwinden; im zweiten wäre umgekehrt vermöge der Reibung r_2 die Reibung R_1 zu überwinden; wegen $R_1 > r_2$ tritt offenbar ersterer Fall ein, O wird geschleppt und es macht nun M die Bewegung $+s_2$ und $-s_3$, also $s_2 - s_3$, eine sehr kleine Bewegung nach oben, deren Betrag vermöge der Grösse der Schraubengewinde 0·4 Millimeter ausmacht.

Drehen wir hingegen die Grobschraube b' nach rechts voll um, so macht M in Folge der gleichzeitigen Drehung von N die directe Bewegung $-S_1$ (weil N linksläufig ist); die Schraube Q kann nun entweder die Drehung mitmachen, in welchem Falle die Reibung zwischen P und Q ($\mathbf{R}_3$) durch diejenige zwischen O und Q (r_2) überwunden werden müsste; dies ist ersichtlicherweise wegen $\mathbf{R}_3 > r_2$ unmöglich, und es muss also Q von O geschleppt werden, somit wegen der Rechtsläufigkeit von O die nach abwärts gerichtete Bewegung $-s_2$ machen; die Gesammtbewegung ist daher $-S_1 - s_2$, deren Grösse zu 3 Millimeter festgestellt wurde.

---

[1]) In der Figur 6 (Naturgrösse) sind alle feinen Gewinde unverhältnissmässig grob gezeichnet.

Dasselbe gilt dann auch von der anderen Centrir-Bewegung *bB*.

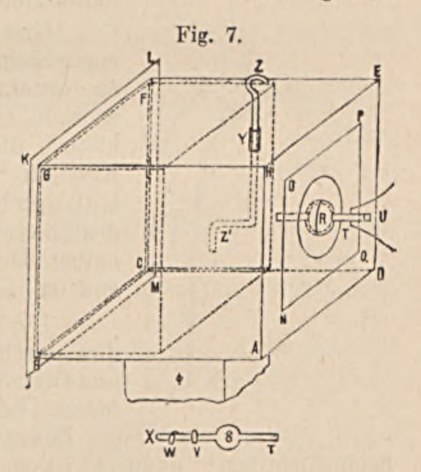
III. 9. Die Justirvorrichtung, durch welche die beiden Flächen, deren Kante gemessen wird, der Limbusaxe parallel gemacht werden, ist in *dDE* und *d'D'E'* Fig. 6 dargestellt. Sie erfolgt durch zwei aufeinander senkrechte, concentrische Kreisbogen *EE'* (nach dem Vorgange von Lang's), welche durch Differentialschrauben ohne Ende entsprechend dem Principe der Centrirschrauben bewegt werden. Diese Kreisbogen lassen einen grossen Spielraum (bis nahe 90°) zu.

Im inneren Justirbogen steckt der Krystallträger *HILK* Fig. 6, welcher wiederum zwei selbstständige, grobe Justirbewegungen im Scharnir bei H um eine Horizontalaxe und im Scharnir *L* um eine Verticalaxe besitzt.

Auf den innersten Flügel bei *K* wird der zu messende Krystall mittelst Klebwachs befestigt, das der Temperatur des Arbeitsraumes angepasst sein soll. Für gewöhnliche Zimmertemperatur verwendet man eine Mischung von etwa 3—4 Theilen Wachs auf ½ bis 1 Theil weissen Terpentin, in grosser Sommerhitze fast reines Wachs, in strenger Winterkälte (bei Messungen im Freien) reines Terpentin; in allen Fällen muss das Klebmittel durch Kienruss geschwärzt sein, um störendes diffuses Licht zu vermeiden.

Zu diesen Einstellungsvorrichtungen treten noch die Apparate zur Messung unbeständiger Substanzen hinzu, welche ihrer Stellung nach eigentlich zum Stative gehören; zunächst ist ein Raum erforderlich, in welchem eine Atmosphäre von bestimmter Beschaffenheit (entweder absolut trocken oder gesättigt mit Wasser- oder Salzsäuredampf) durch längere Zeit hindurch erhalten werden kann. Dies wird durch eine Stopfbüchse erreicht, Fig. 7, welche mit dem Fusse auf das Stativ aufgesetzt und in dieser Stellung durch eine federnde Klemme festgehalten wird; die Wände sind aus 1·5 Millimeter dicken Spiegelglasscheiben angefertigt; die dem Limbus abgewendete Seite *BCFG* ist offen und kann durch eine grössere Scheibe *IKLM* verschlossen werden, welche eine bis in den halben Kasten reichende Lade trägt, in die man Chlorcalcium zur Austrocknung der Luft oder einen Schwamm mit Wasser oder Salzsäure einfüllt; nach innen ist die Lade durch ein grobes Drahtnetz geschlossen. Die Verschlussplatte und die Ladenwände werden zur Erzielung eines luftdichten Verschlusses mit Fett bestrichen.

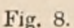
Fig. 7.

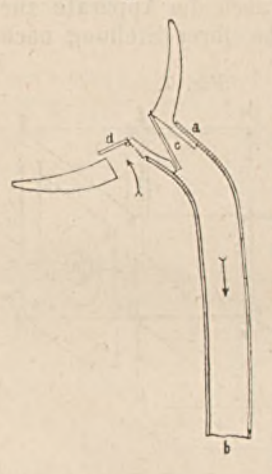


An der Limbusseite hat die Stopfbüchse einen kreisrunden Ausschnitt, durch welchen der Krystallträger mit dem Krystalle eingeführt wird. Dieser Ausschnitt wird durch die quadratische Glas- oder Metall-

platte *NOPQ* geschlossen, welche man an ihrer, dem Kasten zugewendeten Seite ölt, wodurch ein luftdichter Adhäsionsverschluss gebildet wird, welcher gleichwohl der Platte das reibungslose Gleiten an der Kastenwand gestattet.

Diese Verschlussplatte hat in ihrer Mitte eine messingene Hohlkugel *R* mit diametraler Bohrung, in welcher eine etwas kleinere geölte Vollkugel *S* spielt, welche das Zwischenstück eines Krystallträgers *TSVWX* (unterhalb des Kastens besonders dargestellt) bildet; dieser Krystallträger hat zwei auf einander senkrechte Gelenke *W* und *V* und steckt bei *U* im inneren Justirbogen anstatt des Trägers *HILK* von Fig. 6. Auf diese Weise kann der bei *X* aufgesetzte Krystall beliebig lange unter luftdichtem Verschluss in der Stopfbüchse der Messung unterworfen werden; um aber die gröberen Justirbewegungen ohne Zuhilfenahme der Justirbogen ausführen zu können, ist der Deckel der Stopfbüchse bei *V* durchbohrt; in der Bohrung steckt, wieder geölt, ein metallener zweimal umgebogener Bügel *ZZ'*, welcher gehoben, gesenkt und gedreht werden kann, so dass man mit dem unteren Ende bei *Z'* auf den Krystallträger vor den Scharnieren *W*, beziehungsweise *V* einen Druck ausüben und ihn in den Scharnieren abbiegen kann. Durch diese Grobjustirung im Vereine mit der Grob- und Feinbewegung der Justirschrauben ist man im Stande, die meisten Zonen eines Krystalles durchzumessen, ohne ihn aus der Stopfbüchse herauszunehmen.


Fig. 8.



Hier wären noch die weiteren Vorsichtsmassregeln bei Messung unbeständiger Krystalle zu erwähnen: des Aspirators, Fig. 8, durch welchen, besonders bei Messung in starker Winterkälte, die feuchten Exspirationsproducte vom Krystalle abgehalten werden; die frische Luft tritt durch das Ventil *d* ein, während die ausgeathmete durch das Ventil *c* in den einen halben Meter langen Kautschukschlauch *ab* und von da in die äussere Luft austritt.

Die Hände werden in solchen Fällen ohnedies durch Handschuhe vor der Kälte geschützt und zwar durch gestrickte, im Inneren mit Flaumfedern benähte sogenannte Fäustlinge, welche die Beweglichkeit der Finger nicht wesentlich beeinträchtigen; dadurch ist zugleich die gemessene Substanz vor der Handwärme bewahrt; sollte sich trotzdem ein schädlicher Einfluss derselben bemerkbar machen, so dirigirt man die Centrir- und Justirschrauben durch einen langen Schlüssel.

Ich bemerke noch, dass das vorstehend beschriebene Instrument vom Mechaniker Ernest Schneider in Währing bei Wien, Martinstrasse 32, gebaut wurde.

Es mag vielleicht nicht unnütz sein, eine Zusammenstellung der wichtigeren Publicationen über Goniometer und goniometrische Methoden in chronologischer Ordnung anzuschliessen.

Wallerius. Systema mineralogicum I. Vindobonae 1772. S. 225.

Delisle Romé. Cristallographie 2. éd. Bd. 4. Paris 1783. S. 26—29.

Hauy. Traité de Mineralogie. Bd. 1. Paris 1801. S. 248—253.

Wollaston W. H. Description of a reflective Goniometer. Phil. Trans. 1809. S. 253—258. Daraus auch Gilbert Ann. 37. S. 357—364. 1811 und Journ. de Phys. 71. S. 165—169, 1810.

Burnow E. J. An account of a new Goniometer. Nichols. J. 22. S. 1—2. 1809.

Malus und Cauchoix. Gilb. Ann. 37. S. 388—389. 1811.

Accum Fr. Elements of cristallography. London 1813. S. 86—95.

Tübinger Blätter Bd. 2. 1815.

Gilbert. Reflexionsgoniometer. Gilb. Ann. 49. S. 191—192. 1815.

Gilbert. Hauy'sche Goniometer. ebendas. S. 192.

Biot. Traité de physique. Bd. 3. Paris 1816. S. 160—166.

Malus E. L. Description et usage d'un goniomètre répétiteur. Arcueil. Mém. de Phys. 3. S. 122—131. 1817.

Hauy. Observations sur la mésure des angles des cristaux. Ann. mines. 3. S. 411—442. 1818. Auch Thomson, Ann. Phil. 13. S. 413—429. 1819.

Brochant de Villiers. De la cristallisation. Strasbourg 1819. S. 33—43.

Muncke G. W. Beschreibung eines Repetitionsgoniometers. Leonh. min. Tasch. 13. S. 438—459. 1819.

Studer G. Beschreibung zweier verbesserter Repetitionsgoniometer. Gilb. Ann. 66. S. 1—14. 1820.

Pistor. Bemerkungen über das Wollaston'sche, Breithaupt'sche und das Studer'sche Goniometer. Ebendas. S. 325—326.

Nordenskjöld N. Ueber die Messung der Krystallwinkel. Schweigg-J. 31. S. 395—404. 1821.

Baumgartner A. von. Ein neues Reflexions-Goniometer. Gilbert Ann. 71. S. 1—6. 1822.

Bournon, Comte de. Description of an improved Goniometer of Mr. Adelmann. Thomson Annal. Phil. 8. S. 212—215. 1824. Daraus Pogg. Ann. 2. S. 83—97. 1824.

Kupffer. Preisschrift über genaue Messung der Winkel an Krystallen. Berlin 1825.

Mitscherlich Eilh. Ueber die Ausdehnung der krystallisirten Körper durch die Wärme. Abh. Ak. Berlin 1825. S. 201—212, auch Pogg. Ann. 10. S. 137—152. 1827.

Rudberg Fred. Förslag till en förbättrad reflexionsgoniometer. Stockholm. Akad. Handl. 1826. S. 218—225. Daraus auch Kastner, Arch. 10. S. 461—469. 1827 und Pogg. Ann. 9. S. 517—525. 1827.

Riese F. C. von. Vorschläge zu einem neuen Goniometer, mit welchem man sowohl spiegelnde als matte Krystalle so genau als es die Natur ihrer Oberfläche nur gestattet, messen kann. Bonn 1829.

Neumann F. E. Das Krystallsystem des Albites und der mit ihm verwandten Gattungen. Berlin, Abh. Ak. 1830. S. 189—230.

Naumann C. F. Lehrbuch der reinen und angewandten Krystallographie. Bd. 2. Leipzig 1830. S. 354—390.

Naumann C. F. Notiz über den Fehler der Excentrität der Kante bei Messungen mit Wollaston's Goniometer. Pogg. Ann. 22. S. 395 bis 397. 1831.

Kupffer. Handb. d. rechnenden Krystallonomie. Petersburg 1831. S. 534 bis 587.

Degen, A. F. E. Verbesserung am Reflexionsgoniometer. Pogg. Ann. 27. S. 687—688. 1833.

Frankenheim M. L. Chemische und krystallonomische Beobachtungen. Pogg. Ann. 37. S. 637—642. 1836. 40. S. 447—456. 1837.

Mitscherlich Eilh. Ueber die Bestimmung der Ausdehnung der krystallisirten Körper durch die Wärme. Mntsb. Ak. Berlin 1837. S. 69—71, auch Pogg. Ann. 41. S. 213—216. 1837.

Sang E. Account of an improvement in the construction of Wollaston's Goniometer. Ed. new phil. Journ. 22. S. 213—220. 1837.

Neumann F. E. Die Gesetze der Doppelbrechung des Lichtes in comprimirten oder ungleichförmig erwärmten unkrystallinischen Körpern. Abh. Ak. Berl. 1841. S. 155—172. Daraus Pogg. Ann. 54. S. 449—476. 1841.

Mitscherlich Eilh. Ueber ein Goniometer. Abh. Ak. Berlin 1843. S. 189—197.

Dufrénoy. Traité de minéralogie. Bd. 1. Paris 1844. S. 183—200.

Schmidt. Krystallonomische Untersuchungen. 1846.

Brooke C. Abstract on a lecture on the use of the goniometer. Pharmac. Journ. Bd. 6. 1847.

Haidinger Wilh. Graphische Methode annähernder Winkelmessung, bes. an kleineren Krystallen. Sitzb. Ak. Wien. 14. S. 3—8. 1854.

Haidinger Wilh. Vereinfachte Methode der graphischen Winkelmessung kleiner Krystalle. Sitzb. Ak. Wien. 17. S. 187—189. 1855.

Haidinger Wilh. Ein optisch-mineralogisches Aufschraubegoniometer. Sitzb. Ak. Wien. 18. S. 110—118. 1855, auch Pogg. Ann. 97. S. 590—599. 1856.

Miller W. H. Lehrbuch der Krystallographie, übers. v. J. Grailich. Wien 1856. S. 167—180.

Pfaff Fried. Ueber die Messung der ebenen Crystallwinkel und deren Verwerthung für die Ableitung der Flächen. Pogg. Ann. 102. S. 457—464. 1857.

Casamajor P. A method of measuring the angles of a crystal by reflection without the use of a Goniometer. Am. Journ. 2. ser. 24. S. 251—253. 1857.

Miller W. H. Crystallographic notices. On a substitute for the Reflective Goniometer. Phil. Mag. 15. S. 517—518. 1858. Daraus auch Pogg. Ann. 107. S. 496. 1859.

Miller W. H. Crystallographic notices. On the measurement of the dihedral angles of crystals. Phil. Mag. 19. S. 326—327. 1860.

Zenger C. W. Microscopische Messungen der Crystallgestalten einiger Metalle. Wien Ak. Sitzb. 2. Abth. 44. S. 297 - 327. 1861.

Schrauf A. Lehrbuch der physikalischen Mineralogie I. Wien 1866. S. 205—216.

Börsch. Spectralapparat und Reflexionsgoniometer. Pogg. Ann. 129. S. 384—393. 1866.

Websky M. Ueber einen Beobachtungsapparat zur Ausführung goniometrischer Messungen. Pogg. Ann. 132. S. 623—628. 1867.

Groth P. Ueber Apparate und Beobachtungsmethoden für krystallographisch-optische Untersuchungen. Pogg. Annal. 144. S. 34—55. 1872.

Klein C. Einleitung in die Krystallberechnung. Stuttgart 1875. S. 54 bis 72.

Lang V. v. Construction des Reflexionsgoniometers. Wien, Denkschr. Ak. 36. S. 41—44. 1876.

Groth P. Physikalische Krystallographie. Leipzig 1876. S. 455—471.

Miller W. H. On a new form of the Reflective Goniometer. Phil. Mag. 5. ser. 2. S. 281—285. 1876. Daraus Zeitschr. Kryst. 1. S. 66. 1877.

Hannay J. B. On an easily constructed form of Reflecting Goniometer. Min. Mag. 1. S. 110—111. 1877.

Bertrand E. De la mésure des angles dièdres des cristaux microscopiques. Compt. rend. 85. S. 1175—1178. 1877.

Bertrand E. De l'application du microscope à l'étude de la minéralogie. Bull. soc. min. 1. S. 22—28. 1878. Beide Arbeiten im Auszuge. Zeitschr. Kryst. 3. S. 642—644. 1879.

Cornu A. Sur une source d'erreur possible dans les mésures goniométriques. Bull. soc. min. 2. S. 35—37. 1878. Auch Z. Kryst. 3. S. 638. 1879.

Bertrand E. Methode pour la mésure des cristaux microscopiques. Bull. soc. min. 1. S. 68--69. 1878. Auszug und Kritik von L. Calderon. Z. Kryst. 4. S. 222. 1880.

Hirschwald. Das Mikroskop-Goniometer, ein neues Instrument zum Messen von Krystallen mit spiegellosen Flächen. N. Jahrb. 1879. S. 301—308, 539—546. Auszug und Kritik von L. Calderon. Zeitschr. Kryst. 4. S. 219 bis 221. 1880.

Lang V. v. On a horizontal Goniometer. Phil. Mag. 5. ser. 7. S. 136 bis 138. 1879, auch Zeitschr. Kryst. 6. S. 644—645. 1882.

Websky M. Ueber Einrichtung und Gebrauch der von R. Fuess in Berlin nach dem System Babinet gebauten Reflexionsgoniometer, Modell II. Zeitschr. Kryst. 4. 545—568. 1880.

Liebisch Th. Die krystall-optischen Apparate. Löwenherz. Bericht üb. d. wiss. Instr. a. d. Berliner Gewerbe-Ausstell. 1879. Berlin 1880. S. 320—341.

Beckenkamp J. Ueber die Ausdehnung monosymmetrischer und asymmetrischer Krystalle durch die Wärme. Zeitschr. Kryst. 5. S. 436 bis 466. 1881, darin S. 440.

Lewis W. J. Ausdruck für den Excentricitätsfehler bei der Miller'schen Methode. Zeitschr. Kryst. 7. S. 578—580. 1883.

Schmidt A. Ueber das Fuess'sche Fühlhebelgoniometer. Inaugural-Dissert. Leipzig 1883. Auch Z. Kryst. 8. S. 1—24. 1884.

Brezina A. Methodik der Krystallbestimmung. Wien 1884. S. 1—123.

Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges in Steiermark.

Von Georg Geyer.

Orographischer Ueberblick.

Zwischen den Quellen der Traun und Steyer erhebt sich an der Grenze von Oberösterreich und Steiermark einer der mächtigsten Stöcke der Nordkalkalpen, das Todte Gebirge[1].

Der tief einschneidende Kreidefjord von Hinterstoder zerlegt das Gebirge in ein westliches und in ein östliches Massiv, welche durch den Sattel „am Salzsteig" orographisch getrennt und nach ihren Culminationspunkten Prielgruppe und Warscheneckgruppe genannt werden. Die Beobachtungen, welche den Gegenstand vorliegender Arbeit bilden, beziehen sich lediglich auf die Prielgruppe oder das Todte Gebirge im engeren Sinne.

Halbmondförmig umgürtet sein wüstes, durchaus in die Alpenregion aufragendes Hochplateau die Seebecken von Aussee. Schon eine flüchtige Betrachtung der Karte[2], auf welche, um nutzlose topographische Beschreibung zu vermeiden, hingewiesen sein mag, lässt die Lage der Gipfelpunkte auf der nach aussen — also nach N und O — gekehrten Seite des Bogens erkennen, welcher durch eine Curve vom Schönberg oder Wildenkogl bei Ischl über den hohen Priel zur Salzsteighöhe markirt ist. Von dieser gedachten Linie sinkt eine relativ nur wenig durch Höhen und Tiefen unterbrochene Hochfläche sehr allmälig gegen ein Centrum, das wir uns in der Gegend von Aussee vorstellen müssen, um dann — steiler geböscht — in die obersten Thalverzweigungen der Traun abzufallen. Kann demnach von einem deutlich ausgesprochenen inneren Plateaurande nicht die Rede sein, so sehen wir den Aussenrand als dominirende Kammlinie über die Gipfel

[1] Ueber die topographischen Verhältnisse desselben siehe: Georg Geyer, Monographie des Todten Gebirges. Jahrb. d. österr. Touristenclub. 1878. p. 1—201.

[2] Specialkarte d. öst.-ung. Monarchie. Zone 15. Col. IX. Blatt Ischl und Hallstadt. Zone 15, Col. X. Blatt Liezen.

und Scharten hinweglaufen, in glatten, nur stellenweise durch mit Schutt erfüllten Breschen unterbrochenen Wänden nach N und O abstürzend.

Die orographischen Grenzen des Todten Gebirges sind gegeben durch die Flussläufe der Grundlseer und Alt-Ausseer Traun, des Augst- und Rettenbachs, der Traun von Ischl abwärts, des Offenseer Weissenbachs, der Alm, Steyerling, Steyer und des Grimming- und Salzabachs. Letzterer hängt durch einen niedrigen Sattel wieder mit dem Grundlsee zusammen.

Das Plateau besteht aus einem westöstlich und einem nordsüdlich verlaufenden Theil. Ersterer zieht in einer Länge von circa 16 Kilometer vom Priel bis zum Schönberg, letzterer in einer Länge von circa 12 Kilometer vom Priel bis zur Einsattelung am Salzsteig.

Die weitaus grössere westliche Plateauhälfte besitzt eine durchschnittliche Meereshöhe von 1500—1600 Meter, erscheint daher im Allgemeinen mit alpiner Vegetation bekleidet und trägt zahlreiche Alpen. Die höchsten Gipfel (Schönberg, Augstkogel, Woising, Rabenstein) erreichen die Höhe von 2000—2100 Meter, erheben sich sämmtlich auf dem Nordrande und stürzen steil gegen den Offensee und Almsee ab. In diesem Theile des Gebirges treffen wir nur selten, so in den höher gelegenen Partien um den Schönberg und Augstkogl und nächst dem Rabenstein, jene vollkommen kahlen und zerrissenen Steinflächen — Karrenfelder, welche den aus dichten, reinen Kalken aufgebauten Plateaubergen ein so charakteristisches Gepräge verleihen. Abgesehen von den Kreidekalken der westlichen Nordalpen, ist es namentlich der Dachsteinkalk in seiner geschichteten Facies, welcher einer Erosion in solcher Form günstigen Boden liefert. Ein grosser Raumtheil der westlichen Hochfläche — das ganze Gebiet der Trisselwand — nördlich und östlich begrenzt durch Einsenkungen der Stummer-, Augstwiesen- und Brunnwiesenalpe — wird von jüngeren Kalken aufgebaut, welche trotz ihrer Reinheit in Folge der Neigung zu verticaler Klüftung der Karrenbildung abhold sind. Wir treffen hier nur die bekannten Karstdolinen, in deren Boden sich meist tiefe mit Schnee gefüllte Löcher befinden. Sie entstehen durch langeinwirkende Erosion des schmelzenden Winterschnees, der in vorhandenen Vertiefungen in grösserer Menge als auf ebenen oder exponirten Stellen angeweht wird. Solche grosse Schneeklumpen liegen den ganzen Sommer hindurch in all den zahllosen meist brunnenartigen Schlünden und liefern oft die einzige Wasserquelle für die Alpen. Fällt dieser Theil des Todten Gebirges nach S gegen den Grundlsee ziemlich unvermittelt ab, in den Felswänden des Reichenstein, Backenstein und Schoberwiesberg, so ist die westliche Abdachung reicher gegliedert und sendet, gleichsam als Strebepfeiler, drei Gebirgszüge gegen das Flussgeäder der Traun: die hohe Schrott, den Loser und die Trisselwand mit dem Tressenstein.

Durchschnittlich um 300 Meter höher, daher auch viel zerrissener und steriler als das westliche, baut sich das (mit Rücksicht auf den Priel) südliche Plateau auf. Kahle Felsflächen, in unregelmässige Falten gelegt, unterbrochen durch tiefe Mulden, in deren Boden der Schnee das ganze Jahr liegen bleibt, durchzogen von verworrenen Karrenrücken, ziehen sich immer höher gegen Osten hinan bis zu der

sanftwelligen Linie der Randgipfel, wo das ganze Gebirge plötzlich in unzugänglichen Wänden gegen das Stoderthal abbricht. Treten hier in den tieferen Niveaus von 14—1800 Meter die mannigfachen Erscheinungen der Karrenbildung in typischer Entwicklung hervor, so weisen die über 1900 Meter erhobenen Gegenden ausserordentlich deutliche glaciale Spuren auf. Alle bergwärts liegenden Felsen sind in flache Formen niedergeschliffen, wogegen die gegen die Tiefe gerichteten Seiten ebenderselben Formen noch rauhe und eckige Oberflächen zeigen. Sämmtliche Vertiefungen sind von Moränenschutt erfüllt, auf welchen die Vegetation ihre äussersten Vorposten in die öde graue Steinwüste vorgeschoben hat. Rand- oder Stirnmoränenwälle trifft man noch im Feuerthal, einem vollkommen kahlen, 5 Kilometer langen und 2 Kilometer breiten, von Karrenfeldern bedeckten und mit Trümmern überschütteten Felsenkessel westlich vom grossen Priel, dessen durchschnittliche Meereshöhe 1900 Meter beträgt. In schneereichen Jahren bleibt das Feuerthal den ganzen Sommer über mit Schnee bedeckt, der stellenweise in einer Mächtigkeit von 10 Meter und darüber angehäuft ist. Die Zeit, als noch ein Gletscher über dieses Steinfeld ausgespannt lag, mag in historische Perioden hineingereicht haben. Von S nach N erheben sich die Gipfel dieses Plateautheiles zu immer grösserer Höhe von 2100 Meter bis 2400 Meter und erreichen im grossen Priel, dem höchsten Punkte des ganzen Gebietes, 2514 Meter. Ein mächtiger Seitenkamm, an dessen Ecke der kleine Priel sich erhebt, strahlt von hier gegen die Steyer aus.

Tektonische Verhältnisse.

Unter den Gesteinen, welche an dem Aufbau des gewaltigen Gebirgsstockes Antheil nehmen, walten rhätische Dachsteinkalke derart vor, dass sie für das Relief desselben ausschlaggebend sind. Zeigen schon alle steilen Abstürze nach Aussen jene charakteristische Schichtung, welche dieser Facies eigenthümlich ist, und die nur stellenweise in Folge Uebergangs in Korallenfacies einer massigen Gestaltung weicht, so werden wir bei Betrachtung der wüsten Plateaufläche von ungeheurer räumlicher Ausdehnung noch lebhafter an alle typischen Erscheinungen erinnert, welche für das Auftreten dieser Stufe im Steinernen Meer, auf dem Tännengebirge und endlich auf dem Dachstein bezeichnend sind. Wie ein Grundton leuchtet aus dem Bilde der sonst scheinbar chaotisch zerrissenen grauen Hochfläche die ausgezeichnete Schichtung hervor und selbst die Vegetation, die sich auf dem niedrigeren westlichen Flügel angesiedelt hat, trägt nur dazu bei, die Abtrennung in weithin blossgelegte Bänke sichtbar zu machen.

Fassen wir die tektonischen Verhältnisse des Todten Gebirges im Grossen auf, so erscheint uns dasselbe aufgebaut aus mächtigen Bänken von Dachsteinkalk, welche im Allgemeinen eine schwebende Lagerung zeigen und mit grosser Beständigkeit ostwestliches Streichen aufweisen. Die steilen Abfälle nach W und die noch grösseren Abstürze nach O sind bedingt durch Flexuren im grössten Massstabe, mit welchen der ganze Schichtencomplex unter

die benachbarten Triasgebiete unterzutauchen scheint. Wenn wir auch Gelegenheit haben werden, das Auftreten mehrerer Dislocationen in Form von Brüchen zu beobachten, so sind dieselben doch ohne Einfluss auf das entworfene Bild im Grossen. Sie stehen vielmehr im Zusammenhang mit Details — Auflagerung jüngerer Gebilde —, deren Erörterung die Aufgabe vorliegender Arbeit sein soll.

Es wurde gesagt, dass die Lagerung der Dachsteinkalke auf dem Plateau im Allgemeinen eine schwebende sei. In der That sehen wir, namentlich in den östlichen Theilen, oft auf weite Strecken Schichtflächen blossgelegt, welche im Vereine mit den nivellirenden glacialen Einflüssen (Meereshöhe 1800—2300 Meter) die Erscheinung einer Plateaufläche in der idealsten Bedeutung des Wortes bedingen. Genauere Untersuchung lässt jedoch sofort ein Gesetz in dem Einfallen der Schichten wahrnehmen und es gelingt nach sehr eingehender Begehung eine weit durchgreifende Synclinale nebst einigen secundären Anticlinalen localen Charakters zu constatiren.

Das centrale Plateau durchschneidend, so dass dasselbe in der Halbirungslinie eingesenkt erscheint, zieht diese Synclinale vom östlichen Randabsturz zwischen dem Feuerthalberg (2370) und Hochkasten (2378) durch die Hochmulden „Ofenloch“ und „Ofen“ am Nordfusse des Hetzkogl vorüber gegen den Beginn des Elmthales bei dem Tümpel „Zageln“. Von hier an lässt sie sich weiter gegen W noch über den Lahngangsee hinaus verfolgen. Allein ihr nördlicher Flügel beginnt hier abzusinken und zwar um so mehr, je weiter gegen W. Diese Störung blieb nicht ohne Einfluss auf den südlichen Flügel der Synclinale, welcher schon am östlichen Beginn des Elmthales nach abwärts geschleppt erscheint. Eine Decke rother liassischer Gesteine lässt die Beugung noch markanter hervortreten. Wandert man von hier durch das Elmthal westlich abwärts am Elmsee vorüber und über die Elmgrube zu den beiden Lahngangseen, so sieht man den verticalen Betrag, um welchen die nördliche Partie absinkt, immer zunehmen, die Flexur immer stärker hervortreten und endlich in einen Bruch übergehen.

Die malerische Wand des Neustein, welche das Bild des Lahngangsees charakterisirt, ist der letzte und stärkste Effect dieser Dislocation. Noch weiter gegen SW wird ihr Einfluss auf die Bodengestaltung durch allmäliges Absinken der ganzen Masse des Dachsteinkalkes gegen den Grundlsee verwischt.

Kehren wir jedoch in die unwirthliche Karrengegend voller tiefer Schluchten und Höhlen zwischen der Elmgrube und dem Elmsee zurück, so werden wir des Beginnes einer zweiten, gleich verlaufenden Synclinale gewahr, welche sich in dem abgesunkenen nördlichen Flügel entwickelt. In ihrem weiteren westlichen Verlaufe wird sie von einer mächtigen Auflagerung oberjurassischer Kalke, von welchen der Stock des Salzofenberges aufgebaut ist, maskirt. Erst in der Gegend der Breitwies-Alpe tritt sie wieder deutlich sichtbar hervor, bedingt auch im westlichen Gebirgstheil ein Einfallen vom Rande gegen die Plateaumitte und lässt sich längs einer ausgesprochenen orographischen Tiefenlinie über die Brunnwies-Alpe und Augstwies-Alpe hin verfolgen. Immer in

westlicher Richtung durchschneidet sie sodann die Steinwüste zwischen dem Loser und Schönberg bis in die Thalsohle des Rettenbachs hinab.

In der östlichen Hälfte des Südflügels treten die unteren Dachsteinkalke in Rifffacies auf (Backenstein, Reichenstein und Sinabel) und werden von den geschichteten, nordfallenden oberen Dachsteinkalken mit Hierlatzpartien überlagert.

Was hingegen den westlichen Theil des Südflügels anbelangt, werden wir Gelegenheit haben einen Bruch zu erkennen, welcher das Grundgebirge der Trisselwand gegen jenes des Loser in die Tiefe sinken liess.

Den eben erwähnten Synclinalen entsprechend, fallen demnach auf dem ganzen Nordrande die Bänke von Dachsteinkalk gegen S und am Südrande flach gegen N ein, wodurch in jedem NS-Profile die Auflagerung der rhätischen Schichtserie auf triadischem Grundgebirge ersichtlich wird.

Anders stellen sich die Verhältnisse dar, wenn man Ost-Westschnitte durch das Gebirge geführt denkt. Um dieselben aufzufassen, wollen wir die orographischen Umrisse der Plateaufläche ins Auge fassen, welche sich — durch Erosion wenig verwischt — leicht durch eine geometrische Figur ausdrücken lassen. Die Vorstellung eines ostwestlich verlaufenden Rechteckes, an dessen östlichem Ende — nach Süden gerichtet — ein Quadrat sich anschliesst, kommt der Wirklichkeit am nächsten. Das Rechteck ist ungefähr dreimal so lang als breit und seine Breite entspricht der Seite des Quadrates. Während demnach die nördliche und östliche Begrenzung der gedachten Figur Gerade vorstellen, erscheint ihr westlicher und südlicher Umriss als treppenförmig gebrochene Linie. Ueberträgt man jetzt die geometrische Vorstellung auf die Natur, so entsprechen den beiden gegen W gerichteten Staffeln die beiden westlichen Abfälle des Gebirges, wovon der erste vom Schönberg und Loser gegen den Ausseer Salzberg und der andere vom Elm und der Weissen Wand gegen das Triasterrain am Türkenkogl abdacht. Die gerade östliche Begrenzungslinie hingegen stellt den Steilabfall gegen das Thal von Hinterstoder vor.

Sowohl die Abdachung des Loser und Schönberg nun, als auch die Wände gegen Hinterstoder sind bedingt durch bedeutende Flexuren, wobei die ganze Masse der rhätischen Sedimente vom Rande des Hochplateaus bis in die Thalestiefe hinabgebeugt erscheint und dort discordant an triadische Schichten anstösst, von welchen sie durch einen Bruch getrennt wird.

Auch hier wiederholt sich die schon erwähnte Erscheinung des Auftretens liassischer Gebilde, welche durch theilweise Einfaltung in härtere Gesteine vor gänzlicher Abtragung bewahrt blieben.

Die Flexur der westlichsten Staffel tritt sowohl an der Abdachung des Schönberg als auch an dem West-Gehänge des Loser gegen die Thalfurche Augstbach-Rettenbach in Entblössungen deutlich zu Tage. Schon auf dem Hochplateau in der Gegend des Schönberg und Rauhenkogl wird die Abwärtsbeugung sichtbar, ihr Winkel nimmt immer zu und erreicht in den Felswänden oberhalb der Rettenbachklamm sein Maximum, wo die Bänke des Dachsteinkalkes vertical nach abwärts geschleppt, ja sogar überstürzt sind. Die Masse des Brunnkogl, jenseits

des Baches, ist ein durch Bruch abgetrenntes Stück davon; wie man aus der hier concordanten Auflagerung rother liassischer Crinoidenkalke an seiner südlichen Abdachung schliessen kann, den obersten Horizonten entstammend. Betrachtet man die Flexur aus einiger Ferne, etwa von den etwas seitlichen Höhen des Loser, so tritt ihre wahre Structur noch deutlicher hervor. Sie erscheint dann nicht allein als einseitig nach W gekrümmte Fläche, sondern sie schmiegt sich kugelschalenartig dem Grundgebirge an. Nur in den Schluchten sieht man die Bänke übereinanderlagern. Ersteigt man jedoch das Gehänge auf dem Wege zur Schwarzenbergalpe, so gelangt man beim sogenannten „Nagel“ an eine Stelle, wo der Pfad auf weite Strecken hin in einer einzigen Schichtfläche in Stufenform eingehauen werden musste.

Ganz entsprechend sind die Verhältnisse an der westlichen Abdachung des Loser. Die von Osten schwebend hereinstreichenden Dachsteinkalke beginnen, wie man vom Süd-Ufer des Altausseer Sees wahrnehmen kann, in der Nähe der Egelgrubenalpe eine Beugung zu erleiden, welche auch hier schalenförmig nach SW, W und NW erfolgt. Während ihre Nordwest- und Westflanke mit verbrochenen oberjurassischen Hornsteinkalken und Mergeln überdeckt ist, sehen wir in den auffallenden Felsblössen gegen Altaussee die obersten Schichtflächen der Dachsteinkalke, stellenweise noch in Verbindung mit liassischen Decken.

Die parallelen Flexuren des Schönberg und Loser werden durch einen Bruch getrennt, welcher sich dort, wo beide Gebirgszüge aus dem gemeinsamen Plateau abzweigen, aus der vorerwähnten Synclinale des westlichen Flügels entwickelt. Dieser Bruch äussert sich oberflächlich in der Wand, unterhalb der Gschwandalpe und streicht, in westlicher Richtung, an Sprunghöhe zunehmend, längs des Rettenbachs weiter.

Was die zweite westliche Staffel, den West-Abfall des Todten Gebirges gegen den Grundlsee anbelangt, so erleidet nur der nördliche Theil desselben eine Beugung. Eine Partie oberjurassischer Hornsteinkalke, welche nördlich vom Lahngangsee auf dem Plateau lagert und die Höhen der Bruderkogl, Wilden Gössl und Salzofen umfasst, schmiegt sich concordant dem Dachsteinkalke an und bedeckt die Abhänge herab bis zur Vordernbachalpe und zu den Wiesen „auf der Schwelb“. Beide Oertlichkeiten liegen auf einer niederen Plateaustufe, welche rampenförmig gegen S vorspringt und mit einer Wand gegen Gössl abfällt. Die grössere südliche Hälfte dieser Staffel jedoch, welche von der Weissen Wand in sanften Abhängen gegen den Grundlsee einerseits und gegen das Salzathal andererseits abfällt, zeigt constantes Nordfallen.

Auf dem niederen Sattel „am Bergl“ wurde von Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics ein den Zlambachschichten ähnliches System von mergelig-schiefrigen Gebilden constatirt, welches weiter im O bei der Odernalpe mit Hallstätter Kalken in Verbindung ist. Der Zusammenhang dieser Schichten mit dem Triasgebiet der Türkenkogl und ihr Verhältniss zum Dachsteinkalk harrt noch der Untersuchung. Jedenfalls aber scheint eine Störungsfläche, welche zu der tiefen Seespalte Grundl-Toplitz und Kammersee in Beziehung steht, den (nördlichen) abgesunkenen von dem normal lagernden Dachsteinkalk dieser westlichen Staffel zu trennen. Es liegt nahe, ihre Fortsetzung auf dem Hochplateau in dem Bruch am Lahngangsee zu suchen.

Bevor wir dieses Gebiet verlassen, wollen wir noch einer ebenso auffallenden als schwer verständlichen Erscheinung gedenken, welche mit der Flexur vom Schönberg- und Loserabfall zusammenhängt.

Die abgebeugten Dachsteinkalke des Todten Gebirges werden durch einen, mit der Linie des Augstbaches zusammenfallenden Bruch von dem Triasgebiete des Sandling getrennt, ohne jedoch auf der anderen Seite eine Fortsetzung zu finden. Sehen wir auf der einen Seite, an die tausend Meter mächtig, den Dachsteinkalk hereinfallen, so finden wir auf der anderen (mit ganz demselben Fallen) triadische Schichten (Zlambach Sch. und Hallstätter K.), transgredirend überlagert von Lias und Jura, ohne auch nur die Spur eines noch so geringmächtigen rhätischen Gliedes. Wir stehen hier vor einer Erscheinung, deren Erklärung ohne die Annahme grosser Störungen in mesozoischer Zeit kaum möglich scheint.

Auch der steile östliche Absturz der Prielgruppe, welcher mit dem Hochkasten (2378 Meter), Brandleck, Hebenkas (2284), Kraxenberg (2197) und Brieglersberg (2118) die linke Thalwand des Stoderthales bildet, ist tektonisch durch eine sehr bedeutende Schichtenbeugung bedingt. Verlaufen hoch auf dem fast horizontalen Plateau die Schichten schwebend, so sehen wir sie knapp am Randabsturz durch secundäre Brüche und Falten wirr verbrochen und endlich in regelmässiger Flucht in die Tiefe setzen. Dieselbe Bank vom Dachsteinkalk, welche als Grat auf der Gebirgskante aufragt, lässt sich durch den ganzen Absturz bis in die Tiefe des Thales verfolgen und alle vorspringenden Felspfeiler erscheinen als ebenso viele losgesprengte Fragmente der grossen Wölbung. Schon an den weithin sichtbaren rothen Flecken der Liaskalke, welche oben auf dem Plateau dem obersten Horizont des Dachsteinkalkes auf- und in Klüften abgelagert sind und nun auch auf dem ganzen östlichen Absturz hie und da, z. B. am Abfall der Spitzmauer, sichtbar sind, würden die Lagerung auch ohne so deutliche Schichtung erkennen lassen.

Die Felswände, welche sich im N des Grundlsees erheben und jene Abhänge, mit welchen das Traglgebirge gegen Klachau abfällt, bilden die beiden nach S gekehrten Seiten unserer Staffellinie. Während die erstere durch den Grundlsee von dem südlichen Triasgebiet des Türkenkogl getrennt ist, zeigt uns ein Profil durch die zweite (Klachauer) Seite die Auflagerung des Dachsteinkalkes auf älterem Gebirge. Der südliche Abfall des Todten Gebirges gegen Klachau wird durch einen breiten Plateaugürtel unterbrochen, welcher sich in einer durchschnittlichen Meereshöhe von 15—1600 Meter rampenartig um die Gebirgsflanke ausdehnt. Die ziemlich breite, mit reicher Vegetation bedeckte und von vielen Alpen belebte Vorstufe wird von Raiblerschichten gebildet, in welchem der Gross-, Steyrer- und Schwarzensee eingetieft sind.

„In allen diesen Seedolinen fand Stur[1]) kaum klafterhoch über dem Seespiegel Sandsteine und Schieferthone anstehen, die Einlagerungen von grauen Crinoidenkalken mit *Cidaris Braunii Des.* und der *Terebratula indistincta Beyr.* enthalten. Auf den Sandsteinen lagert ein lichtgrauer, dünnschichtiger obertriassischer? Dolomit, der leicht zer-

[1]) Geologie der Steiermark. pag. 262.

bröckelt und die Aufschlüsse des Sandsteines stellenweise vollständig bedeckt. In den sandigen Schichten, in einem glimmerigen, grauen, braun verwitternden, die Mitte zwischen Sandstein und Reingrabener Schiefer haltenden Gestein hatte Stur im Jahre 1852 [1]) die *Halobia rugosa* gesammelt.

Das Liegende dieser, an die Vorkommnisse des Reingrabener Schiefers sehr lebhaft erinnernden sandigen Aequivalente des Lunzer Sandsteines ist hier nirgends aufgeschlossen." Es scheint in der That, dass der massenhafte Dolomitschutt die Ausbisse dieser sandig-thonigen Schichten bedeckt, oder dass der Wasserstand der Seen sich geändert hat, mir wollte es nicht gelingen die Aufschlüsse wieder zu finden.

Die grauen Kalke, welche die Plateaustufe bilden, haben ganz das Aussehen von Cardita-Schichten. Ihr Liegendes bilden nach einander Hallstätter Kalke [2]), ein lichter Dolomit (des Muschelkalks?) und endlich Werfener Schiefer, welche nördlich von Mitterndorf an der Salza anstehen. Im Hangenden dagegen folgen rhätische Dolomite, überlagert von oberem Dachsteinkalke, welche auf dem Brieglersberg noch von Liaskalken bedeckt sind.

Unmittelbar nördlich von Tauplitz lehnen sich ausgedehnte Schichten von Lias in grauer Fleckenmergel-Facies an den triadischen Bergsaum, deren tektonische Stellung noch nicht fixirt ist. Sie erstrecken sich östlich in das Wallder Thal bis zu der Bergspitze Bärenfeuchter Mölbing (1761) und setzen die Hügel um Klachau zusammen.

Die Untersuchungen des Herrn Oberbergrath von Mojsisovics haben nun auch die Lagerungsverhältnisse auf der Nordseite des Todten Gebirges aufgeklärt. Hatten die älteren Aufnahmen nicht nur den Nordabfall des Gebirges, sondern auch die Höhenzüge zwischen dem Offen-, Alm- und Edensee insgesammt dem Rhätischen zugewiesen, so wurde nunmehr das Auftreten triadischer Bildungen bis zu den Werfener Schiefern herab im Liegenden der Dachsteinkalke nachgewiesen. Ein SW—NO verlaufender Bruch zwischen dem Offensee und Almsee durchzieht den nördlichen Fuss des Gebirges. Der westliche Flügel lässt nur eine Auflagerung liassischer Kalke erkennen, im östlichen Flügel allein treten die erwähnten Aufschlüsse bis zur Tiefe des Werfener Schiefer auf.

Stratigraphische Verhältnisse.

1. Lias.

In den höchsten Horizonten des oberen Dachsteinkalkes, welche durchwegs in Form sehr reiner, dichter und lichter Kalke, abgesondert in regelmässige Banklagen von 2—3 Meter Mächtigkeit, entwickelt sind, beginnen sich dünne Zwischenlagen eines rothen, etwas thonigen Kalkes einzuschalten.

Mit der Höhe an Zahl und Mächtigkeit zunehmend, sind sie sehr häufig auch vertreten durch unregelmässige Schmitzen bunter Bänder-

[1]) Jahrb. 1853. IV. Heft. pag. 475 und 727.
[2]) Stur. Geologie der Steiermark. pag. 350.

kalke. Ausser Crinoidenstielgliedern und unbestimmbaren Brachiopodenresten fanden sich in diesen Gebilden keine organischen Einschlüsse, welche eine Parallelisirung derselben mit den Starhembergerschichten gestatten würden, obwohl sowohl die Art ihres Auftretens, als auch die petrographische Beschaffenheit auf die Möglichkeit einer derartigen Annahme hinweisen. Entschieden über den obersten Bänken des Dachsteinkalkes endlich stellt sich eine Schichte ein, welche ob der Art ihres Auftretens und des häufig grossen Reichthumes an Versteinerungen schon seit Langem die Aufmerksamkeit der Alpengeologen auf sich gelenkt hat und bald mit tieferen, bald mit höheren Niveaus des Lias identificirt wurde.

Diese Straten, welche von Professor Fr. Simony zuerst auf dem Dachsteingebirge beobachtet wurden, wurden unter dem Namen Hierlatzschichten in die Literatur, woselbst sie bald eine bedeutende Rolle spielten, eingeführt. Insoweit es sich um ihr Vorkommen auf dem Todten Gebirge handelt, sind es:

1. Dichte rothe thonige Kalke mit weissen Kalkspathadern;
2. rothe krystallinische Crinoidenkalke;
3. rosenroth gefärbte sandige Breccien aus Crinoiden- und Brachiopodentrümmern;
4. weiss und roth gefleckte grobe Breccienkalke, in senkrechten Wänden anstehend, und endlich
5. rothe und weisse Kalkbreccien voller Petrefacten, unter welchen Brachiopoden und Gasteropoden über Cephalopoden und Bivalven vorherrschen.

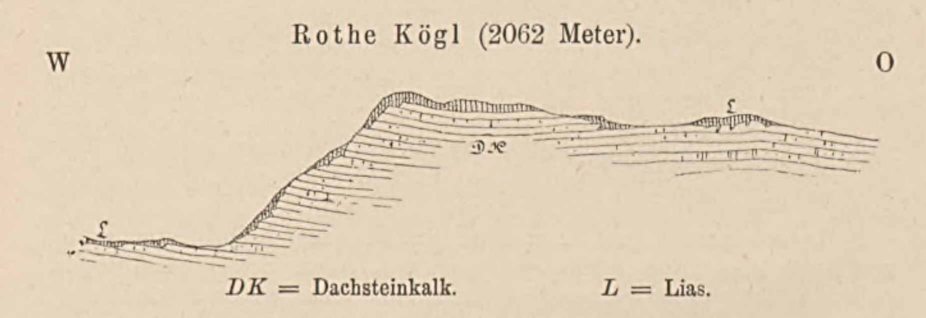
In vereinzelten Partien von der Fläche weniger Quadratmeter bis zur Ausdehnung von mehreren Jochen sind diese Schichten über das ganze Plateau vertheilt und scheinen auf den ersten Blick hin als kuppenförmige Aufsätze von geringer Mächtigkeit die höchsten Theile des Dachsteinkalkes zu krönen. Schon von Weitem fallen die durch Verwitterung gebräunten Hügelkämme auf den blendend weissen Karrenfeldern ins Auge, welche ihre flachen Wellen weithin über das Plateau ausbreiten. Es sind jedoch nur die grösseren Complexe, welche derart zuerst auffällig werden. Eine nähere Begehung lässt uns sofort erkennen, dass die Verbreitung dieser liassischen Gebilde in kleinen, wenig umfangreichen Fetzen eine weit allgemeinere ist, und dass gerade diese kleinen Partien es sind, welche die reichste Ausbeute an organischen Funden liefern.

Diese Vorkommnisse erscheinen nun den Dachsteinkalken nicht nur aufgelagert, sondern sie treten auch in ganz unregelmässiger Form in den Dachsteinkalken eingeschlossen auf. Häufig treffen wir sie direct in Klüften abgesetzt, meistens aber sind sie eingesackt in Hohlräumen, deren Form ganz auffallend erinnert an Cavitäten, wie sie, durch Erosion entstanden, z. B. in den Klammen der Kalkalpen zu sehen sind[1]). In diesen Fällen ist das Gesteinsmaterial fast durchwegs

[1]) Bereits im Jahre 1868 hatte v. Mojsisovics dieselbe Art des Auftretens für den Lias des Hierlatzberges constatirt und seither an zahlreichen Punkten des Dachsteingebirges diese sonach nicht vereinzelt auftretende Erscheinung nachgewiesen. Vergl. Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1868, pag. 298; l. c. 1883, pag. 292.

eine rosenrothe, sandige, bröckelige Breccie, deren Bestandtheile unter der Loupe als kleine Trümmer von Crinoidenstielgliedern etc. erkennbar sind. Zeichnet man nach genauer Untersuchung des Terrains alle derartigen Vorkommen in die Karte ein, so sieht man sofort ihr Auftreten in schmalen Streifen, welche fast alle dem Streichen des Dachsteinkalkes parallel verlaufen und häufig in langen Zügen treppenartig übereinander liegen. Eine Erscheinung, welche die Annahme der Zerstückelung einer grösseren liassischen Decke durch Verticalbrüche nahe legt. Sucht man jedoch nach einer Oertlichkeit, wo die Böschung quer auf das Streichen gerichtet ist, so findet man alsbald die Fortsetzung der Züge, deren wenig mächtige rothe Kalke ganz discordant über die blossgelegten rhätischen Schichtköpfe hinwegsetzen. In dem Westgehänge der rothen Kögl gegen das Elmthal, wo man deutlich das südliche Einfallen der Dachsteinkalkbänke von Rothg'schirrberg ab gegen das äussere Feuerthal wahrnehmen kann, bietet sich hiefür ein schönes Beispiel. Drei kaum 2—6 Meter mächtige Crinoidenkalkbänke laufen da quer herab und überdecken sonach gleichzeitig Horizonte sehr ver-

Rothe Kögl (2062 Meter).



DK = Dachsteinkalk. *L* = Lias.

schiedenen Alters. Dies im Vereine mit dem beobachteten Eingreifen in secundäre Klüfte des Liegenden, berechtigt zu dem Schlusse, dass hier ein Absatz auf einem liassischen Meeresboden bereits vielfach gestörter und erodirter Dachsteinkalke vorliegt. Das Auftreten in treppenartig übereinander liegenden Zügen erklärt die massige Bankung des Dachsteinkalkes, welche dort, wo die Böschung nahezu mit der Streichungsebene zusammenfällt (wo also nördliche oder südliche Abdachungen vorkommen) ein treppenförmiges Relief der Oberfläche bedingt. Die leichter zerstörbaren Liaskalke blieben nur in den Winkeln der widerstandsfähigeren Dachsteinkalke vor gänzlicher Abtragung bewahrt. Noch ungezwungener erklärt sich das Vorkommen in einzelnen Nestern, in Putzen und in Klüften. Auch diese sind nur Relicte einer übergreifenden Decke und verdanken einer schützenden Hülle ihre Erhaltung. Dort, wo die rothen Kalke in freien Auflagerungen gefunden werden, bestehen sie immer aus einem festeren Material. Die mürben, sandigen Breccien trifft man nur in Vertiefungen des Dachsteinkalkes.

Ausserdem waren es noch tektonische Vorgänge, welche die Erhaltung der liassischen Gebilde begünstigten. So sehen wir fast alle Störungslinien unseres Gebietes angedeutet, durch Aufschlüsse rother

Kalke und namentlich dort, wo wirkliche Brüche mit zunehmender Sprunghöhe als Schleppung beginnen und Faltungserscheinungen auftreten, beobachtet man ausser den liassischen Crinoidenkalken constant noch andere Sedimente.

Ob diese Sedimente noch dem Lias angehören, oder ob sie schon in höhere Stufen des Jurasystems hinaufreichen, muss selbstverständlich so lange dahingestellt bleiben, bis organische Funde vorliegen.

Zunächst ist es eine mehr oder minder mächtige Bank von dunklem Hornstein, und sodann ein braunrother, ausserordentlich leicht verwitternder Mergelschiefer, welche den rothen Crinoidenkalk überlagern. An einer Stelle im westlichen Todtengebirge, nördlich der Schwarzenbergalpe, findet sich eine 3—4 Meter mächtige Bank von weissem Quarzit über dem Lias.

Ohne Zweifel spielt der braune Mergel eine wesentliche Rolle in dem landschaftlichen Charakter und selbst in der ökonomischen Bedeutung des Todten Gebirges. So selten er wirklich anstehend getroffen wird, ebenso häufig begegnet man seinen Verwitterungsproducten, deren Auftreten jedesmal die sterile Steinwüste in eine üppig grüne Oase verwandelt. Schon in den ältesten Reisebeschreibungen werden die Contraste hervorgehoben, welche den Hochflächen der grossen nordalpinen Plateaugebirge eigenthümlich sind. Es werden die weitausgedehnten sonnendurchglühten Steinwüsten geschildert, wo der Wanderer nichts erblickt, als blauen Himmel und blendend weisse Felsenwälle, voll tiefer Löcher und Schluchten, die sich meilenweit nach allen Richtungen erstrecken. Zerfressen und unterhöhlt, „als hätte es jahrelang ätzende Säuren geregnet", wie ein bekannter Alpenforscher treffend bemerkt, starrt uns der nackte Felsboden entgegen. Mit einem Schlage aber, oft genügt die Uebersteigung eines niederen Hügeldammes, breitet sich eine reich bewachsene grüne Mulde vor uns aus, belebt durch eine freundliche Alpencolonie oder einen stillen Hochsee, in den sich von allen Seiten Quellen ergiessen. Befremdet durch den auffälligen Contrast, suchen wir die Erscheinung durch einen Gesteinswechsel zu erklären; so sehr wir uns jedoch bemühen, irgend welche Aufschlüsse zu finden, gelingt es höchstens in dem vielgewundenen Einschnitt eines dünnen Wasserfadens rothbraunen Grus zu constatiren. Derselbe besteht aus zersetztem Mergel und führt Splitter von Hornstein. Stellenweise enthält er Partien einer weissen schmierigen Masse — Gletscherkreide — welche von den Aelplern zum Weissen ihrer Feuerherde benützt wird. Aus den Beobachtungen am Elmsee und auf der Schwarzenbergalpe nun darf man schliessen, dass dieser Grus, dem alle Alpen auf dem Todten Gebirge ihre Existenz verdanken, nichts Anderes sei, als das Verwitterungsproduct der braunen Mergel und der dunklen Hornsteine im Hangenden des Liaskalkes.

Die grosse Neigung zur Verwitterung, welche namentlich den braunen Mergel auszeichnet, macht es erklärlich, dass diese Gesteine nur dort erhalten blieben, wo sie von jüngeren widerstandsfähigeren Sedimenten überlagert, oder in Falten älterer Schichten eingeschlossen wurden. Die erste Art der Erhaltung tritt jedoch nur selten ober Tags sichtbar auf, indem der Gehängschutt der Hangendkalke, welche meist in Wänden anstehen, in Form von Schutthalden die Ausbisse maskirt.

Umso klarer sind die Beziehungen der rothen Crinoidenkalke, braunen Mergel und Hornsteinbänke sowohl zu einander, als zu den Dachsteinkalken, an jenen Stellen aufgeschlossen, wo sie in den von Brüchen und Schleppungen gebildeten Winkeln auftreten. Wurden sie an vielen Stellen auf dem Hochplateau dadurch erhalten, so sehen wir auch jene mehrfach erwähnte grosse Flexur, womit das nach West absinkende Gebiet plötzlich unter die Trias des Sandlingberges zu greifen scheint, von eben denselben Schichten begleitet. Knapp an der Bruchlinie, somit am äussersten Rande der Dachsteinkalke, sind die Letzteren ebenfalls überlagert von rothen Crinoidenkalken, braunen Mergeln und Hornsteinbänken (oder dunklen Kalken mit zahlreichen Hornsteineinschlüssen), welche sich durch nichts von den beschriebenen, stellenweise sehr nahe gelegenen Plateaugebilden unterscheiden, als durch ihre auffallend grössere Mächtigkeit.

Ich stehe nicht an, die rothen Crinoidenkalke des Fludergrabens und Brunnkogl (NW von Altaussee), welche als Fludergraben-Marmor im Salzkammergut zu baulichen Zwecken Verwendung finden, mit den isolirten Liaspartien auf dem Todten Gebirge — und zwar gestützt auf die vom Rettenbach bis zur Schwarzenbergalpe herrschenden Verhältnisse — zu identificiren. Dadurch ist die Frage nach der Stellung jener Mergel und Hornsteine, welche nächst der Fludergrabenalpe ebenfalls den rothen „Marmor" überlagern, insoferne ihrer Lösung näher gerückt, als das classische Gebiet des Sandling in Folge seiner Aufschlüsse und leichten Zugänglichkeit viel eher geeignet ist, klare Einblicke zu verstellen.

Was die Altersfrage der besprochenen Schichtfolge anbelangt, muss sich die Lösung derselben auf die rothen Crinoidenkalke beschränken, da weder aus den hangenden Mergeln, noch aus dem Hornstein irgend ein Fossil bekannt ist. Nur von zwei Punkten auf dem Plateau, und zwar vom Südgehänge des kleinen Brieglersberg (Springlersberg d. N. Sp. K.) (2028 Meter), und dann vom südlichen Ufer des Lahngangsees (1555 Meter) liegt brauchbares Material vor. Fanden sich auch an verschiedenen Orten in den isolirten Liascomplexen organische Reste, so konnten dieselben höchstens für eine Gleichstellung ihrer Lagerstätte mit den beiden Liaslocalitäten sprechen und insofern die Aufgabe erleichtern, keineswegs aber eine selbstständige Deutung zulassen.

Gelegentlich einer im Jahre 1877 unternommenen Besteigung der Traglspitze (2175 Meter) und des Brieglersberges (2118 Meter) fand ich die spärliche Rasendecke, welche den Gipfel des letzteren überzieht, von rothen Kalkbänken durchbrochen, in denen sich zahlreiche Brachiopoden und Bivalven vorfanden. In der Absicht, eine Aufsammlung zu veranstalten, wurde im verflossenen Sommer die Besteigung des Brieglersberges wiederholt, ohne dass jedoch auf dem ausgedehnten Gipfelplateau die betreffende fossilreiche Stelle wieder aufgefunden werden konnte. Dagegen gelang es während des Abstieges weiter unterhalb am südlichen Gehänge des kleinen Brieglersberges, etwa 100 Meter unter dessen Gipfel, also in einer Seehöhe von circa 1930 Meter, sowohl im Schutt, als auch in anstehenden rothen Felsen ein häufiges Vorkommen von Versteinerungen zu constatiren, deren Ausbeutung dro-

henden Unwetters wegen jedoch abermals einer späteren Expedition vorbehalten bleiben musste.

Die vorliegenden Stücke stammen theils aus der erwähnten rosenrothen sandigen Kalkbreccie, theils aus einem roth und weiss und gelb geäderten, vielfach zertrümmerten Marmor her, welcher der Erhaltung im Allgemeinen günstig ist. Die Lagerstätte besteht aus einer circa 4—5 Meter mächtigen Bank, welche vielfach in den Dachsteinkalk eingreift. Von einer Einlagerung zwischen dem lichten Dachsteinkalk, der hier zahllose grosse Megalodonten führt, kann nicht die Rede sein. Aus dem aufgesammelten Material, dessen Umfang durch die Entfernung und Lage der Fundstelle begreiflicherweise eingeschränkt wurde, stammt folgende Suite:

Phylloceras Mimatense d'Orb.

Das vorliegende Individuum stimmt mit dem von Hauer[1]) beschriebenen *A. Mimatense* aus Adneth, unterscheidet sich jedoch ebenfalls wie dieser von *A. Mimatense* d'Orbigny's[2]) durch weiteren Nabel und geringere Höhe des letzten Umganges. Von der mit flachen Rippen versehenen Wohnkammer ist circa der dritte Theil erhalten. Mehrere Jugendexemplare von *Phylloceras* scheinen ebenfalls dieser Form anzugehören.

Harpoceras Eseri Opp.

Vollkommen übereinstimmend mit *A. Eseri* Dumortier's[3]), besonders was die Berippung anbelangt, welche bei Quenstedt[4]) viel spärlicher ist.

Harpoceras boscense Reyn.

Unterscheidet sich das vorliegende wohlerhaltene Fragment von der durch Reynès[5]) abgebildeten Form durch die geringere Dichtigkeit der Berippung, so stimmt dasselbe in dieser Beziehung sehr gut mit *A. boscensis* von Meneghini[6]) überein.

Die Externseite ist eben, ohne Kielfurche, wie es den Abbildungen Zittel's[7]) entsprechen würde.

Harpoceras cf. Algovianum Opp.

Harpoceras Actaeon d'Orb.

Von den vorliegenden zwei Individuen unterscheidet sich das eine durch schärferes Hervortreten des Kiels von *A. Actaeon* Hauer's.

Phylloceras cf. Partschi Stur.

---

[1]) Ueber die Cephalopoden aus dem Lias d. nordöstlichen Alpen, von Franz Ritter von Hauer. Denkschrift d. kais. Akad. d. Wissenschaften, math.-nat. Classe. Band XI, pag. 56, Taf. XVII, Fig. 1, 2 u. 3.

[2]) Palaeontologie française, Terrains jurassiques, Cephalopodes. Tome I, pag. 544. Pl. 110, fig. 4—6.

[3]) Dépôts jurassiques. Lias sup. pag. 62. Pl. XII, fig. 3.

[4]) Der Jura. *A. radians compressus.* pag. 282. T. 40. Fig. 13.

[5]) Reynès, pag. 94. Pl. III, fig. 1 *a, b, c.*

[6]) Fossiles du Medolo, pag. 12, Pl. I, fig. 7.

[7]) Geogn. Pal. Beiträge von Dr. Benecke, II. Bd. Zittel: Geolog. Beobachtungen aus den Centralapenninen. pag. 120. Tom XIII. Fig. 3 u. 4.

Ausserdem eine Reihe kleiner, häufig trotz des Jugendstadiums sehr weitnabeliger Phylloceraten.

Belemnites sp.

Pleurotomaria cf. coarctata Stol.
Trochus Emylius d'Orb.
Chemnitzia undulata Benz.
Rotella cf. macrostoma Stol.
Lima cf. Haueri Stol.

Pecten cf. Rollei Stol.

Die concentrischen Wülste dieser sehr häufigen Form sind weit ausgeprägter als bei Stoliczka's *P. Rollei* vom Hierlatz. Die Aufstellung einer neuen Art konnte wegen mangelhafter Erhaltung der Ohren nicht verantwortet werden.

Pecten sp.
Spiriferina alpina Opp.
Waldheimia cf. Lycetti Uhl.
„ *Ewaldi Opp.*
Terebratula Erbaensis Suess.
„ *Aspasia Men.*
Rhynchonella polyptycha Opp.
„ *flabellum Men.*
„ *quinqueplicata Quen.*
„ *Alberti Opp.*
„ *rimata Opp.*
„ *Zitteli Gem.*
„ *cf. atla Opp.*

Ausserdem noch zwei neue Formen von *Rhynchonella*, welche einer späteren Beschreibung vorbehalten bleiben. Die eine Art findet sich aus den *Margaritatus*-Schichten vom Schafberg im k. k. Hof-Mineralien-Cabinet.

Die genannten Cephalopoden, wovon die beiden ersten dem oberen, die übrigen dem mittleren Lias angehören, gestatten mit ziemlicher Sicherheit die Feststellung des Horizontes, welcher sonach in die Oberregion des mittleren oder in die Unterregion des oberen Lias zu verlegen ist. Eine schärfere Präcisirung des Niveaus würde nur dann Werth haben, wenn sorgfältige bankweise Aufsammlungen möglich wären. Die eigenthümliche Art des Vorkommens dieser Hierlatzfacies in isolirten, oft räumlich weit entfernten Partien schliesst von vornherein ein derartiges Vorgehen aus, welches wohl überdies an das Vorkommen von Ammoniten gebunden wäre. Wie zu erwarten stand, vereinigen die Brachiopoden nicht nur Formen sehr verschiedener Stufen des Lias, sondern auch solche, die überhaupt an kein bestimmtes Niveau gebunden sind. Indessen deuten auch *Terebr. Erbaensis* und namentlich *Ter. cf. atla* auf einen höheren Horizont des Lias.

Wir gelangen somit zu dem Resultate, dass die Fauna vom Brieglersberg wohl der jüngsten liassischen Zone angehört, welche in den Alpen in Hierlatzfacies gefunden wurde, und dass dieses Vorkommen auf dem Todten Gebirge die Reihe der bekannten Hierlatzlocalitäten,

von welchen ich, dem Alter nach geordnet, Bakony — Hierlatzalpe — Sospirolo und Schafberg nenne, nach oben abschliesst.

Die zweite Localität, von welcher aus dem Hochplateau des Todten Gebirges Liasfossilien bekannt sind, ist der vordere Lahngangsee (1555 Meter) [1], und zwar das südliche Ufer in der Nähe der Alpe. In einem weissen dichten Kalk, der sparsame Crinoidenreste und Lithodendronstöcke enthält, wurden von Lipold und Simony gefunden:

Pecten subreticulatus Stol.
„ *palosus Stol.*
Lima Deslongchampsi Stol.
Anomia numismalis Opp.
Terebratula stapia Opp.
Spiriferina alpina Opp.
„ *angulata Opp.*
Rhynch. Fraasi Opp.
„ *polyptycha Opp.*
„ *retusifrons Opp.*
„ *Greppini Opp.*

Das Fehlen von Cephalopoden gestattet hier keine Niveaufixirung. Die Brachiopoden zeigen unterliassischen Charakter. Später wurde von Prof. Suess unter den „Brachiopoden der Kössener Schichten" eine *Rhynchonella pedata* vom Lahngangsee (Neustein) abgebildet. Der Neustein besteht aber aus Dachsteinkalk, und die *Rhynchonella* scheint demnach wirklich rhätisch zu sein.

Endlich wurde von Stur am Brunnkogl (NW Aussee), welcher, streng genommen, nicht in unser Terrain gehört, folgende Suite aufgesammelt:

Cypricardia Partschi Stol.
Arca caprina Stol.
Terebr. nimbata Opp.
Spiriferina angulata Opp.
Rhynch. Greppini Opp.
„ *retusifrons Opp.*

Vergleicht man die gegebenen Versteinerungslisten miteinander, so gelangt man zu dem Ergebnisse, dass die Fauna vom Brieglersberg nicht unwesentlich abweicht von jener der benachbarten Localitäten am Lahngangsee, Grimming und Brunnkogl, von wo keine Cephalopoden bekannt sind. Die reiche Cephalopodenfauna des Hierlatz dagegen bietet reiches Vergleichsmaterial und gestattet den Schluss zu ziehen, dass die Brieglersbergkalke einem höheren Niveau, etwa jenem vom Schafberge, angehören, das sich an der Grenze zwischen dem mittleren und oberen Lias bewegt und durch *Harpoceras* aus der Gruppe des *radians* charakterisirt ist.

Noch sei, abgesehen von der Fleckenmergelfacies bei Klachau, einer zweiten Ausbildung des Lias in unserem Gebiete Erwähnung gethan, welche am westlichen und südlichen Bergfusse des Loser in

---

[1] Stur. Geologie der Steiermark, pag. 470.

Form dunkelgrauer dichter Kalke auftritt. Diese Kalke führen S von Ramsau am linken Ufer des Augstbaches Belemniten, Brachiopoden und Bivalven. Sie ziehen sich über die Blössen N. von Altaussee bis gegen die Villa Andrian, woher mehrere *Lytoceras sp.* stammen, welche mir Herr Oberbergrath v. Mojsisovics zur Verfügung stellte. Auch die graue Facies des Lias lagert auf dem Dachsteinkalk und ist stellenweise nur durch kurze Strecken von der Hierlatzfacies getrennt.

2. Aptychenführende Hornsteinkalke des oberen Jura.

(Oberalmer Schichten.)

Ueber den dunklen Hornsteingebilden und Mergeln im Hangenden der Liaskalke folgt eine mächtige Schichtreihe von Aptychen und Hornsteinknollen führenden Kalken des oberen Jura.

Auf dem Todten Gebirge treten sie an zwei Stellen in grösserem Umfang auf, auf dem Loser und in der Gruppe des Salzofen nördlich von Lahngangsee. Ihre dünnplattigen Schichten, welche sie schon von weitem vom Dachsteinkalk unterscheiden lassen, zeigen meist schwebende Lagerung und erreichen eine Mächtigkeit bis zu 500 Meter. Im Liegenden sind es dunkelgraue, muschlig brechende, mergelige Kalke mit Aptychen, welche in ihrer ganzen Masse gefaltet und gebogen sind. Darüber folgen lichtere, festere und reinere Kalke von gelbgrauer Färbung, ebenfalls in Bänke von 2—3 Decimeter abgesondert. Letztere zeigen die Neigung in senkrechten Wänden abzuwittern, wodurch die Berggipfel ein ruinenartiges Aussehen erhalten. Die bekannte Gestalt des Loser bei Altaussee mag als Typus gelten für die Art, in welcher diese Facies von Jurakalken auf die Oberflächengestaltung von Einfluss ist. Der landschaftliche Charakter jener Plateautheile, auf welchen Oberalmer Schichten auftreten, ist ein ganz anderer, als im Bereiche der Dachsteinkalke, wozu namentlich das spärliche Vorkommen von Karrenbildungen und die bei weitem üppiger entfaltete Vegetation beiträgt. Gelingt es schon von weitem, diese Facies des oberen Jura vom Dachsteinkalk auseinander zu halten, so treten uns erhebliche Schwierigkeiten entgegen, sobald es sich darum handelt, eine auf paläontologischer Basis gegründete präcise Altersbestimmung oder gar Gliederung der immerhin mächtigen Serie durchzuführen. Ausser Korallen und Spongien sind es nur seltene Aptychen von der Gruppe der Lamellosen und Brachiopoden, welche Anhaltspunkte bieten können. Wohl sind manche Gesteinsbänke ganz von Gasteropoden erfüllt, doch erscheinen dieselben nur als Auswitterung und die Bestimmung kann kaum eine generelle sein. Der gütigen Mittheilung des Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics nach, wurde vor Jahren auf dem Loser ein *Perisphinctes* gefunden, dessen Erhaltungszustand jedoch ebenso viel zu wünschen übrig liess, als jener eines mir vorliegenden anderen Ammoniten. Wenn wir — mindestens die liegenden Partien dieser Kalke — den Oberalmer Schichten zurechnen, so geschieht es auf Grund der Beobachtung von Lipold[1]),

[1]) Fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1851. Heft 3, pag. 108.

welcher in der Umgebung von Hallein im Hochleitengraben über den Adnetherkalken dünngeschichtete Kieselkalke, mit verschieden gefärbten Mergelschiefern wechselnd, vorfand, welche ganz mit dem Hangenden unseres Lias übereinstimmen. Darüber fand Lipold braune oolithische Kalke mit Hornsteinnieren und eingeschalteten Hornsteinlagen ohne Petrefacte, endlich dichte, dünnschichtige, lichte Kalksteine, die anderwärts zahlreiche Aptychen führen, und welche den Gipfelkalken auf dem Loser und Salzofen entsprechen dürften.

Die typische Localität, nach welcher Lipold diesem System den Namen Oberalmer-Schichten gab, ist ein Steinbruch nächst Hallein [1]), woselbst die Schichtfolge aus Kalksteinen mit Mergelschieferlagen besteht, welch letztere meist kaum zolldick entwickelt sind. Die Kalksteine sind dicht, im Bruch muschlig oder splittrig, grau, mitunter gefleckt oder mit weissem Kalkspath durchzogen. Mit diesen gewöhnlich in Schichten bis zu einem Fuss auftretenden Kalksteinen stehen in Hallein, und zwar überwiegend, auch bis zu drei Fuss mächtige Schichten eines bräunlichen Kalksteines in Wechsellagerung. Dieser Kalkstein ist im Bruch sehr uneben, körnig und splittrig. Durch Aufnahme von kleinen Blättern oder Knollen von dunklem Mergel oder Thon erhält derselbe eine porphyr- oder conglomeratartige Structur. Eigenthümlich für diesen Kalkstein ist der nicht geringe Gehalt an Kieselerde, welche sich in Hornsteinausscheidungen kundgibt. Der dunkle, grösstentheils braungraue, durchscheinende Hornstein bildet nämlich theils selbstständige, 1—2 Zoll mächtige Schichten, theils ist er dem Kalkstein fein eingesprengt, theils endlich scheidet er sich in demselben in grösseren oder kleineren Concretionen aus, welche an den Schichtflächen verschiedenartige wulstförmige Erhabenheiten hervorrufen, Erscheinungen, wie wir sie überall auch an den Loserkalken beobachten können.

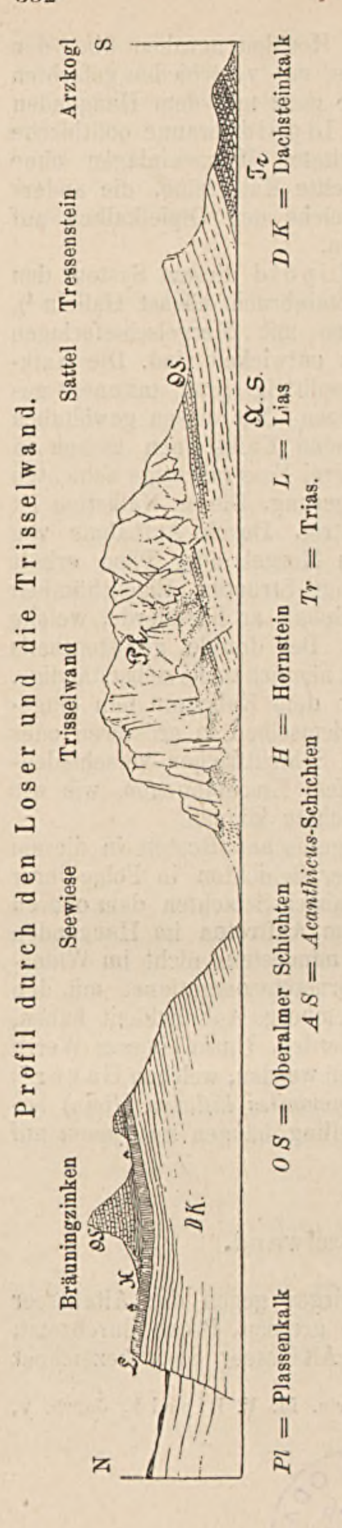
Lipold hebt die Spärlichkeit von organischen Resten in diesem Complex hervor und rechnet die Oberalmer Schichten in Folge ihrer Stellung zwischen den Adnether und Schrambach-Schichten dem oberen Jura zu, eine Auffassung, welche mit ihrem Auftreten im Hangenden der *Acanthicus*-Schichten des Tressenstein mindestens nicht im Widerspruch steht. Dem Umstande, dass die Hornsteinconcretionen mit den Kieselausscheidungen im weissen Jura Württembergs Aehnlichkeit haben, dürfte wohl weniger Wichtigkeit beigelegt werden. Umso höherer Werth muss dem Funde eines Ammoniten beigemessen werden, welchen Hauer [2]) vom nördlichen Fuss des Sandling als *Ammonites inflatus* (*Rein*) beschrieb. Die Oberalmer Schichten des Sandling hängen mit jenen auf dem Todten Gebirge innig zusammen.

3. Tithonkalk der Trisselwand.

Der westliche Abfall des Todten Gebirges gegen den Altausseer See und den Augstbach wird durch einen grossen Bruch durchsetzt, dessen Richtung durch die Längsaxe des Altausseer Sees bezeichnet

[1]) Der Salzberg von Dürnberg nächst Hallein. M. V. Lipold, Jahrb. V, 1854, pag. 590.
[2]) Jahrb. IV, 4. Heft, pag. 771.





Profil durch den Loser und die Trisselwand.

wird und der sich in einer Art Grabenverwerfung von der Seewiese gegen das Plateau hinauf verfolgen lässt.

Der südliche Gebirgstheil — die Massen der T r i s s e l w a n d und des Tressenstein — welcher gegen den nördlichen (Loserkamm) abgesunken ist, zeigt, was seine stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse anbetrifft, eine wesentliche Abweichung gegenüber dem Bauplan der westlichen Gebirgsabdachung. Sehen wir am Schönberg und Loser die Flexur der rhätischen Schichtserie durch einen Bruch von der Trias des Ausseer Salzberges getrennt, so können wir in einem Profil vom Traunbett über den Arzkogl und Tressenstein nach der Trisselwand die Auflagerung jüngerer Gebilde auf Trias beobachten. Die hellen, massigen, dunkle Hornsteinknollen und Korallen führenden Kalke des Tressenstein, welche, der gütigen Mittheilung des Herrn Oberbergrathes v. M o j s i s o v i c s nach, höchst wahrscheinlich den *Acanthicus*-S c h i c h t e n angehören, lagern am Arzkogl auf dunklen bituminösen Kalkschiefern und Dolomit der Zlambach-Schichten. Letztere sind auf dem Wege am südlichen Seeufer überall aufgeschlossen und fallen nach Osten unter die Hangendkalke ein. Im oberen Horizonte der Tressensteinkalke tritt eine Abscheidung in eine mächtige Bank ein, welche, an der Nordseite des Tressenstein beginnend, unter dem „Sattel" durchstreicht und schliesslich unter die Korallenkalke der Trisselwand einfällt. Unter dem Gipfel der Trisselwand ist die Bank zweimal treppenförmig gebrochen.

Im Hangenden folgen nun die dünnschichtigen, mergeligen H o r n s t e i n k a l k e d e s L o s e r und ziehen sich vom Sattel, wo sie zwischen den einzelnen Gehöften in grossen Platten zu Tage treten, unter den Abstürzen der Trisselwand einerseits auf einer Terrasse nördlich bis zur Seewiese hinab, anderseits als breiter, durch Bergwiesen bezeichneter Gürtel auf dem Abhang gegen den Grundlsee östlich bis zum Backenstein. Sie lagern auf der

obersten Bank der Tressensteinkalke, deren oberste Horizonte sie vielleicht heteropisch vertreten.

Mauerglatt thürmt sich nun die Trisselwand über den Hornsteinkalken auf. Ihr blendend weisser, meist etwas krystallinischer Kalk, welcher sehr oft wie der Plassenkalk eine oolithische Structur annimmt, entbehrt jeder Schichtung, zeigt aber die ausgezeichnete Neigung zu verticaler Clivage. Er ist stellenweise erfüllt von organischen Resten, namentlich dort, wo oolithische Beschaffenheit eintritt. Die einzelnen, durch kalkiges Cement verbundenen Rollstücke, aus welchen das Gestein dann zu bestehen scheint, zeigen alle Uebergänge zu meist schlecht erhaltenen Steinkernen von Gasteropoden, Trümmern von Echinodermen und Einzelnkorallen, welche in erstaunlicher Menge in der Breccie sitzen. Wieder an anderen Orten findet man nur Brachiopoden oder nur Bivalven.

Der weisse Korallenkalk der Trisselwand wurde bisher, wohl meist auf Grund petrographischer Aehnlichkeit, mit den Gipfelkalken des Sandling und Plassenstein identificirt und wie diese dem Obertithon zugerechnet.

In der That ist das theils von Herrn Oberbergrath von Mojsisovics aus den Blöcken der Seewiese am Altausseer See, theils von mir nahe dem Gipfel der Trisselwand (Schoberwiesberg) in einer Höhe von circa 1650 Meter aufgesammelte Material geeignet, diese Ansicht zu bekräftigen. Die Vergleichung dieses Materials mit der durch Zittel [1]), Suess [2]) und Georg Böhm [3]) beschriebenen Fauna von Stramberg, sowie mit der durch Gemmellaro [4]) bekannt gewordenen Tithonfauna von Sicilien, endlich mit der Arbeit von Peters [5]) über die Nerineen des Plassenkalkes ergab folgende Bestimmungen:

Perisphinctes senex Opp.
Lytoceras sp.
Chemnitzia corallina d'Orb.
Nerinea Partschi Pet.
„ *cf. peregrina Gem.*
„ *acicula d'Archiac.*
„ *Schloenbachi Gem.*
„ *cf. climax d'Orb.*
„ *Lorioli Zitt.*
„ *carpathica Zeusch.*
„ *Visurgis Römer.*
„ *Staszycii Zeusch.*
Natica elegans.
Trochus cf. sculpturatus Zitt.
„ *Strambergensis Zitt.*

[1]) Paläont. Mittheil. a. d. Mus. d. königl. bayr. Staates: *a*) die Cephalopoden d. Stramb. Sch.; *b*) die Gasteropoden d. Stramb. Sch.; *c*) Fauna d. ält. Ceph. führenden Tithonbildnngen.

[2]) Brachiop. d. Stramb. Sch. Beiträge zur Paläontologie von Oesterreich von F. v. Hauer, I. Bd., 1858.

[3]) Die Bivalven d. Stramb. Sch.

[4]) Calcare a. Tereb. janitor di sicilia. Palermo 1861—1876.

[5]) Sitzungsbericht d. Akad. d. Wissensch. 1855, Bd. XVI.

Itieria Staszycii Zeusch.
Cardium sp.
Arca tithonica Gem.
Unicardium neutrum G. Böhm.
Corbis Strambergensis Böhm.
Pecten aff. vimineus Sow.
„ *sp.*
„ *Gisenni Gem.*
„ *tithonicus Gem.*
„ *sp.*
„ *aratoplicus Gem.*
„ *subspinosus Schlot.*
„ *sp.*
Hinnites sp.
Terebratula cf. isomorpha? Gem.
„ *bisuffarcinata Schlot.*
Rhynchonella Astieriana d'Orb.
„ *isotypus Gem.*

Ausserdem fand sich noch eine grosse Zahl von zum Theil sehr wohl erhaltenen Korallen und Stacheln von Echiniden. Die dichten Kalke führen nur Bivalven und Brachiopoden, während in den oolithischen Kalken fast nur Gasteropoden vorkommen.

War der Fund eines *Perisphinctes senex Opp.* geeignet, die Richtigkeit einer Altersbestimmung zu documentiren, welche die Trisselwandkalke in die tithonische Stufe, speciell in den oberen Theil derselben, versetzt, so musste es umso überraschender sein, gerade an derselben Stelle, freilich in einem losen Stück, das von höheren Theilen des Abhanges (die Sammelstelle befindet sich nur ca. 50 Meter unter dem Gipfel des Schoberwiesberg) stammen konnte, zwei Formen von Rhynchonellen zu finden, deren cretaceischer Habitus ins Auge springend ist. Herr Professor Suess erkannte in denselben Typen, wie sie sich in einem lichten Kalkstein auf dem Jainzen bei Ischl, welcher von ihm dem Cenoman zugerechnet wird, vorfinden, und deren eine als *Rh. latissima Sow.* in der Sammlung der Lehrkanzel für Geologie an der k. k. Universität bestimmt ist. Herr Oberbergrath von Mojsisovics war so freundlich, mir noch andere Rhynchonellen vom Jainzen zu zeigen, wovon jedoch keine an die Formen von der Trisselwand mehr als oberflächlich erinnerte.

Nachdem ich die beiden von mir gefundenen Exemplare mit Rhynchonellen der Kreideformation verglichen hatte, konnte ich dieselben mit gutem Gewissen nur mit zwei Formen aus dem Cenoman, und zwar mit *Rhynchonella alata Lam.* und *Rh. depressa Sow.* identificiren. Die erste Form gleicht vollkommen einem Exemplar von *Rh. vespertilio Brocchi*[1]) der paläontologischen Sammlung an der k. k. Universität, sie stimmt aber auch überein mit *Rh. alata Lam.*[2]), wie sie von

[1]) Conchiologia fossile subapennina 1814, II, 470, Tab. 16, Fig. 10.
[2]) An. s. vert. VI, 1819, pag. 254.

Quenstedt[1]) abgebildet wird. Schon Davidson hat die Identität beider Arten nachgewiesen[2]).

Die typische *Vespertilio* aus dem französischen Cenoman besitzt jedoch so stark ausgeprägte seitliche Flügel, dass es berechtigt erscheint, den Lamarck'schen Namen *Rh. alata* beizubehalten.

Schloenbach's[3]) *Rh. bohemica*, welche er von *Rh. vespertilio Brocchi* und *Rh. alata Lam.* abtrennt, sieht der Art von der Trisselwand ebenfalls ausserordentlich ähnlich.

Die zweite Form fällt mit *Rh. depressa Sow.* Davidson's[4]) zusammen, nur zum Theil dagegen mit *Rh. depressa parvirostris* Quenstedt's[5]). Sie stimmt auch sehr gut mit einer *Rhynchonella*, welche Schloenbach in seinen Brachiopoden der norddeutschen Cenoman-Bildungen[6]) als *Rh. Mantellana Sow.* aus dem Grünsand von Essen beschreibt. Sowohl die Beschreibungen und Abbildungen, welche Quenstedt[7]) von *Rh. Mantellana Sow.* gibt, als auch das Bild, das Davidson von dieser Art entwirft, entfernen sich sehr weit von Schloenbach's *Mantellana*. Letztere scheint vielmehr ebenfalls wenigstens in die Gruppe der *Rh. depressa Sow.* zu gehören.

Diese beiden Formen von ausgesprochenem cretacischen Charakter, sowie der Fund eines *Inoceramus* auf dem Gipfel der Trisselwand[8]) scheinen dafür zu sprechen, dass der oberste Theil der Trisselwandkalke der Kreide angehört. Weiteren Untersuchungen bleibt es vorbehalten, diese Thatsache festzustellen und die Frage zu lösen, ob wir es hier mit einer gleichmässigen isopischen Entwicklung aus dem oberen Jura hinauf bis ins Cenoman, oder mit einer transgredirenden Ueberlagerung des Tithon durch das letztere zu thun haben. Schon heute in dieser Angelegenheit zu entscheiden, wäre aber umso voreiliger, als nur je ein Exemplar zweier Arten vorliegt, welche einem so ausserordentlich mutationsfähigen Genus angehören. Könnte ja doch das Auftreten dieser Formen auch als Beispiel für die weite verticale Verbreitung aufgefasst werden, welche die Brachiopoden im Allgemeinen auszeichnet.

Beschreibung typischer Localitäten.

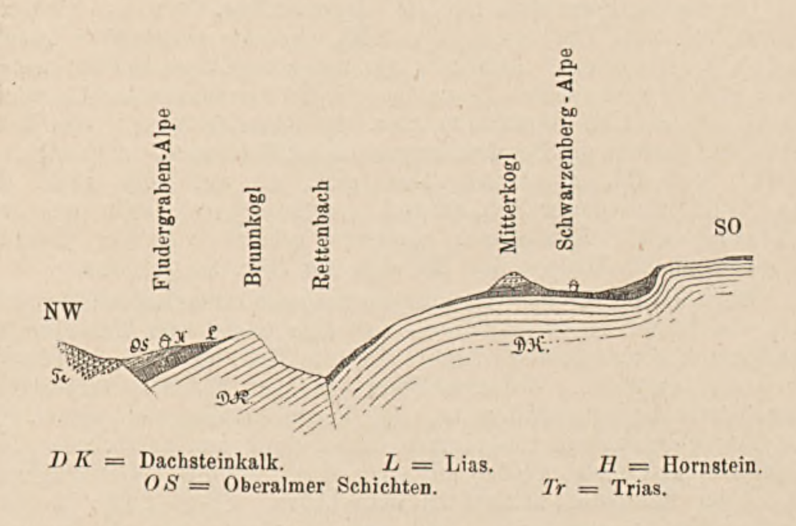
Vom Schönberg (2093 Meter), mit welchem die geschlossene Plateaubildung des Todten Gebirges ihr westliches Ende erreicht, senkt sich gegen SW zwischen dem Karbach und Rettenbach ein Ausläufer herab, dessen breiter Rücken die Schwarzenbergalpe trägt. Ersteigt man vom Rettenbachthal die Anhöhe der genannten Alpe, so gelangt man über

---

1) Quenst. Brachiopoden, pag. 163, Tab. 41, Fig. 37—51.
2) Britisch fossil brachiopoda (cretaceons brachiopoda pag. 82).
3) Brach. d. böhm. Kreide. Jahrb. 1868, 1. Heft, pag. 157, Tab. 5, Fig. 10.
4) Cret. Brach., Pl. XI, Fig. 28—32.
5) Brachiopoden, Tab. 41, Fig 11—13.
6) Benecke, Pal. Geog. Mitthl. I. Bd., Tab. 23, Fig. 11.
7) Brachiopoden, pag. 158, Tab. 41, Fig. 17 und weiter pag. 171, Tab. 41, Fig. 77.
8) Derselbe wurde von Herrn Redtenbacher gesammelt und Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics übergeben.

sehr steile, nach SW geneigte Dachsteinkalke auf eine Waldblösse, den „Anger“, woselbst die rhätischen Kalke von gelbgrauem und braunem Crinoidenkalk überlagert werden. Rothe Zeichnungen und Schmitzen, eingeschlossene Trümmer von bunten Bänderkalken und kieselige Auswitterungen verleihen demselben ein unreines Aussehen. Es sind Hierlatzkalke.

Westabhang des Schönberg.



DK = Dachsteinkalk. *L* = Lias. *H* = Hornstein.
OS = Oberalmer Schichten. *Tr* = Trias.

Ueber die Rasenhänge hinanschreitend, gewahren wir spärliche Aufschlüsse eines dunklen splittrigen Hornsteins und endlich auf der Höhe des Sattels zwischen dem Mitterkogl und Rauhenkogl hart am Wege dichte graubraune, muschlig brechende Kalke mit dunklen Flecken und Hornsteinknollen. Vom Sattel aus sieht man in unmittelbarer Nähe die Schwarzenbergalpe unter sich liegen, in deren muldenförmigem Boden die aus dem Rasen auftauchenden Karrenhügel wieder dem liassischen Crinoidenkalk angehören. Am nördlichen Ende der Alpe ist nächst der Quelle im Hangenden derselben abermals der dunkle Hornstein sichtbar.

Die Mulde der Alpe setzt sich in nördlicher Richtung gegen den Schönberg als Terrasse fort. Zur Rechten (Osten) erhebt sich eine niedere, aber langgestreckte Mauer von abwärts geschleppten Dachsteinkalken gegen den Rauhenberg (1800 Meter) und Feuchterkogl (1780 Meter), zur Linken fällt die Terrasse in steilen Abstürzen zum Kargraben ab. Die Aufschlüsse auf dieser Terrasse längs des Weges von der Alpe zum Sattel Möselhorn (1740 Meter) lassen zunächst über den geschleppten Dachsteinkalken rothe Crinoidenkalke (übergehend in den unreinen braunen und grauen Kalk und in bunte grobe Breccien) und in denselben eingefaltet die braunen Hornsteinbänke, welche stellenweise von braunen, vielfach verwitterten Mergeln überlagert sind, erkennen.

In Folge der Faltung scheinen die Hornsteinbänke, deren Lagen circa 1 Decimeter Mächtigkeit besitzen, unter den Dachsteinkalk einzufallen.

Knapp unter der Uebergangsstelle „Möselhorn" jedoch tritt in einem grünen, oben durch weisse Klippen eingeschlossenen Kaar über diesen Schichten wieder ein Complex von Hornstein führenden Kalken, welche ganz mit dem Kalk des Loser und Salzofen übereinstimmen, auf, welchen wir also dem oberen Jura, beziehungsweise den Oberalmer Schichten zurechnen. Die liegenden Partien sind hornsteinreiche, dunkelgraue Plattenkalke, die hangenden Theile hornsteinarme, sehr licht gefärbte Kalke, welche im obersten Horizont eine vielfach verbogene und zerknickte Lage rothen thonreichen Kalks einschliessen. Dieser isolirte Denudationsrest hing offenbar mit den Hornsteinkalken auf dem Anger zusammen. Sind auch aus diesen Schichten auf dem Todten Gebirge keine rothen Zwischenlagen bekannt, so findet man doch auf der Steingrabenschneid bei Hallstatt in dem Oberalmer Schichtencomplex rothe mergelige Kalke.

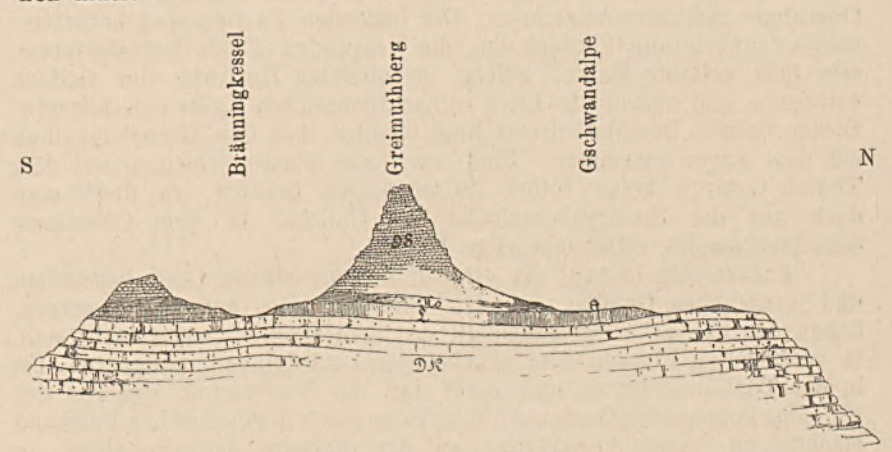
Andererseits besteht ein directer Zusammenhang dieser liassischen und jurassischen Gebilde mit den Vorkommnissen auf dem Loserzug. Schon der liassische Crinoidenkalk des Schwarzenberganger zieht sich, in vereinzelten Flecken dem abgebeugten Dachsteinkalk auflagernd, bis in die Thalsohle herab und steht bei der Vereinigung des von der Kainalpe kommenden Baches mit dem Rettenbach in einer rothen Felswand mächtig an. Seine Fortsetzung an der Südseite des Brunnkogl, in welchem wir eine durch Bruch aus der grossen Schleppung losgetrennte Partie kennen lernten, ist unzweifelhaft festgesetzt. Nun werden die Crinoidenkalke auf dem ganzen, vom Anger über die Kainalpe zum Rettenbach herabreichenden Abhang von einer mächtigen Decke der braunen und grauen Mergel überlagert, welche in ganz entsprechender Art auch bei der Fludergrabenalpe das Hangende des Crinoidenkalks vom Brunnkogl bilden.

Dieses Gebiet nun ist einzig und allein durch das schmale Torfmoor der Blahalpe von einer zweiten Localität — dem Loserzug — getrennt, wo dieselbe Aufeinanderfolge zu beobachten ist.

Der Loser (1836 Meter) bildet einen Ausläufer des Todten Gebirges, welcher in südwestlicher Richtung zwischen dem Rettenbach und dem Altausseer See vorspringt. Es wurde schon erwähnt, dass die Unterlage dieses Gebirgszuges von Dachsteinkalk gebildet wird, der mit schwach nördlichem Einfallen aus dem Plateau des Todten Gebirges westlich hereinstreicht und in einem Querschnitt von der Egelgruben- und Gschwandalpe beginnt an der westlichen Abbeugung theilzunehmen. Brüche begrenzen den Loserzug im N und im S. Der nördliche hängt mit einer das Plateau durchziehenden Synclinale zusammen und streicht in der Richtung des Rettenbachs, der südliche hingegen fällt mit der Längsaxe des Altausseer Sees zusammen und hatte ein Absinken der gegenüberliegenden Trisselwand zur Folge. Auch auf dem Loserzug folgen über dem Dachsteinkalk: rothe Crinoidenkalke des Lias — Hornsteinbänke und braune Mergel — Aptychen führende mergelige Hornsteinkalke und endlich licht gelblich graue hornsteinreiche Plattenkalke, welche die senkrecht abfallenden Gipfelkuppen bilden.

Auf dem Wege von Altaussee zur Egelgrubenalpe und weiter hinauf zum Bräuningsattel erhält man die besten Aufschlüsse. Schon am Fusse der ersten felsigen Blösse treffen wir dichte rothe Kalke, welche theils

in Klüften, theils auf den höchsten Bänken des Dachsteinkalkes aufgelagert sind. Sie wiederholen sich an einer Stelle knapp vor der Egelgrubenalpe, wo der Dachsteinkalk viele Megalodonten führt und endlich an einer Localität, die ich als die typischste in diesem Gebiete bezeichnen muss.



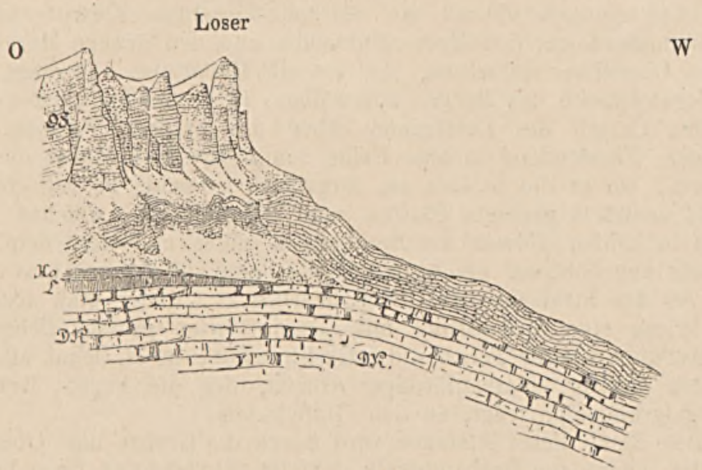
OS = Oberalmer Schichten. *H* = Hornstein. *L* = Lias. *DK* = Dachsteinkalk.

Es ist der Kessel W. der Bräuningalpe am Fusse des Greimuth und Zinkenkogl.

Auf dem Grunde dieses Kessels, welcher von dem ruinenhaften Gipfel des Greimuth beherrscht und im S durch einen niederen Riegel abgeschlossen wird, lagern auf schwach NNW geneigten Dachsteinkalken die rothen Crinoidenkalke des Lias. Sie enthalten zahlreiche Reste von Ammoniten und Gasteropoden, deren Bestimmung jedoch aus dem aufgesammelten Material nicht möglich war. Die liegende Bank des Crinoidenkalks, welche an der Oberfläche ganz mit ausgewitterten Echinodermenresten und Foraminiferen bedeckt ist, ist ganz erfüllt von kleinen, sehr verschiedengestaltigen Fischzähnen und lieferte ein Bruchstück eines grossen *Lytoceras*? Zwischen diese und die nächstfolgende Bank schaltet sich ein unreines schiefriges Gebilde von sehr geringer Mächtigkeit ein, welches nach der gütigen Untersuchung des Herrn Baron Foullon einem unreinen, sehr stark eisenschüssigen und manganhaltigen Kalk angehört, welcher in dünnschiefrigen Blättern abgesondert ist. Die knotig höckerigen Schichtflächen sind schalenförmig überzogen von einer feinen, schwarzen, bituminösen Kruste.

Deutlich ist die Auflagerung der dunklen braunen und grauen Hornsteinbänke zu beobachten, und darüber folgen in einer Mächtigkeit von 250—300 Meter die plattigen Hornsteinkalke der Oberalmer Schichten. Die unteren Horizonte sind dunkler, mergeliger, dünnplattiger und enthalten nebst vertheilter Kieselsubstanz vorwiegend Hornstein-Zwischenlagen. Die weitaus mächtigere obere Reihe dagegen besteht aus reinen gelbgrauen Kalken mit Hornstein-Knollen, abgesondert in dicke Bänke. Auch diese Kalke zeigen auf angewitterter Oberfläche Anhäufungen von Foraminiferen und Crinoidenstielgliedern.

Um die Fortsetzung der rothen Liaskalke auf der Nordseite zu verfolgen, übersteigt man den grünen Bräuningsattel und gelangt auf steilem Weg auf das Plateau der Gschwandalpe hinab. Hier treten



OS = Oberalmschichten. *Ho* = Hornsteinbänke. *L* =Lias. *DK* = Dachsteinkalk.

die Liaskalke unter der jurassischen Decke wieder zu Tage und sind an den Karrenfeldern um die Alpe sofort wieder zu erkennen. Man sieht nun auch den steilen Abfall des jurassischen Hornsteinkalkes in einer hohen Felsmauer von Zinken über den Sattel, den Greimuth und Hochanger bis zum Loser hinziehen. Ausserdem tritt viel klarer als auf der südlichen Abdachung die Scheidung dieses Complexes in zwei Horizonte hervor. Unter den lichten, in Mauern anstehenden oberen Kalken sind die dunkelgrauen, dünnschichtigen, vielfach verbogenen Mergel aufgeschlossen, welche im Hangenden des Lias folgen, von diesem nur durch eine wenig mächtige Schicht von Hornsteinbänken getrennt.

Die Liasplatte der Gschwandalpe war schon Lipold[1]) bekannt. Irregeführt durch die unrichtige Auffassung der eigenthümlichen Lagerungsverhältnisse der Hierlatzkalke, sucht er in einem Profil vom Wildenkogl (1995 Meter) zur Gschwandalpe nachzuweisen, dass die Liasschichten noch von Isocardien führenden Kalken (Dachsteinkalk) überlagert werden. Offenbar hielt Lipold die isolirten streifenförmigen Vorkommen der Crinoidenkalke für Einlagerungen und nicht für Relicte einstmaliger Decken. Auch das folgende Profil vom Grundlsee nördlich über die Brunnwiesalpe zur Wildenseealpe soll das Verhältniss illustriren. Ein Exemplar von *Terebratula Aspasia Gem.*, welches Lipold bei seiner damaligen Begehung nächst der Brunnwiesalpe fand, befindet sich in der Sammlung der Anstalt.

Der Weg, welcher von der Gschwandalpe längs einer Terrasse SW zu Thal führt, zieht über eine Schutthalde der grauen Mergel,

---

[1]) Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. Jahrb. III. 4. Heft, pag. 90.

in welchen ich einen lamellosen *Aptychus* fand. Ohne sich wesentlich zu senken, führt der Weg im Bogen auf die westliche Lehne des Berges, also auf die Wölbung der westlichen Flexur hinüber, hier sind wenig Aufschlüsse. Waldboden und Wiesenflächen zeigen in Einrissen und Aufschürfungen überall ein mergelig-kieseliges Verwitterungsproduct, stammend aus den Hornsteinbänken und den grauen Mergeln der unteren Oberalmer Schichten, die wie ein Ueberguss die ganze West- und Nordwestseite des Berges überwölben. In drohenden Zacken erhebt sich das Castell des Losergipfels über die weichen Formen dieses Abhanges. Einmündend in eine Reihe von Bergwiesen, führt der Steig erst dort, wo er die Strasse am Augstbach erreicht, zu Aufschlüssen. Es sind auswärts geneigte Platten von Korallenkalk, welcher weiter südlich in kahlen Blössen die Bergflanken bildet und wohl dem Dachsteinkalk angehört, auf welchem einzelne Reste von grauem Lias lagern. Dort, wo das Strässchen den Bach überbrückt, findet man abseits in einer Wiese eine Entblössung mit ausgewitterten grossen Belemniten.

Aehnlich wie die Terrasse der Gschwandalpe im N, lehnt sich auch Schichten breiter, plateauförmiger Gürtel, der die Augst-, Bräuning- und Egelgrubenalpe trägt, an den Gipfelkamm.

Der Rand dieses Plateaus wird durch die Grenze der Oberalmer Schichten gegen den Dachsteinkalk gebildet. Stellenweise ist er bezeichnet durch rothe Liaskalke. Seine mit Weiden bedeckte Fläche selbst dagegen, in welcher der kleine Augstsee eingetieft ist, wird durch den unteren Horizont der Oberalmer Schichten gebildet. Auf dem Wege von der Augstalpe zum Losergipfel durchschneidet man die ganze Serie der Hornsteinknollen und Aptychen führenden Kalke und gelangt auch an jene Stellen, wo die meisten organischen Reste zu finden sind. Auf der Schutthalde nächst dem, periodisch einem unterirdischen Wasserbecken entrinnenden Fall und dort, wo der Steig in enger Scharte das grüne Gipfelthälchen erreicht, fand ich ausser Korallen, Spongien und ausgewitterten Gasteropoden eine schlechterhaltene *Terebratula* (*longirostris*?) und mehrere Aptychen.

Die dritte Localität, an welcher ein grösserer Complex liassischer und oberjurassischer Schichten auftritt, ist das Gebiet um den L a h n g a n g s e e.

In die Thalspalte des obersten Traunlaufes mündet am Toplitzsee ein wenig entwickeltes Thalgebiet, das sich weit gegen das Innere des Gebirges verfolgen lässt.

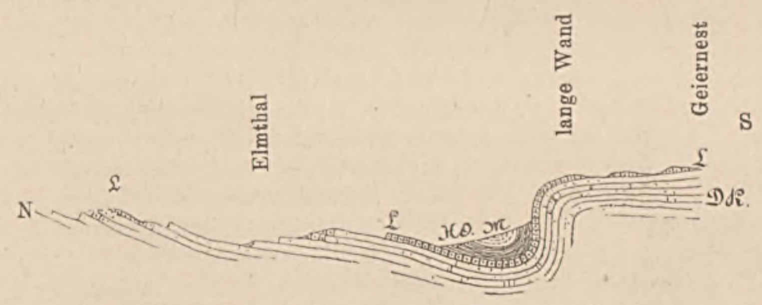
Beginnend an der Röllscharte (1765 Meter), durchschneidet es in westlicher Richtung das Hochplateau und sinkt vom Lahngangsee längs des Vordernbachs, dessen Wasserfälle sich in den Toplitzsee ergiessen, rasch in die Tiefe. Kürze halber wollen wir dem obersten Theil dieser Vertiefung, der Gegend um den Elmsee, den Namen E l m t h a l beilegen.

Es wurde bereits erwähnt, dass auch hier eine Störungslinie auf die Oberflächengestaltung von Einfluss war, dass in einer Synclinale durch Absinken des nördlichen Flügels eine Schleppung entstand, übergehend in einen an Höhe zunehmenden Bruch, der in dem Profil am Lahngangsee seine stärkste Aeusserung findet. Die Aufschlüsse, welche durch diesen Bruch im Terrain erzeugt werden, sind die lehrreichsten unseres Gebietes.

Das Elmthal wird auf seiner südlichen Seite begrenzt durch die anticlinale Aufwölbung des Elm (2124 Meter), deren nördlicher Flügel unter mässigem Winkel gegen das Elmthal einfällt. Bevor jedoch die obersten Schichten die Sohle des Elmthals erreichen, erleiden sie eine plötzliche Abbeugung, welche in Form einer senkrechten, langgedehnten Mauer den Wanderer vom Lahngangsee bis zum Rothg'schirr begleitet.

Am Beginn dieser Mauer, oberhalb des kleinen Tümpels „Zageln" im Lanskar (W. unterhalb des Rothg'schirrberges), wo der Fuss des Elm in einer felsigen Ecke vortritt, ist der Betrag der Schleppung zwar noch gering, ihre wahre Natur aber, als verticale Dislocation, nicht zu verkennen. Weiter westlich, oberhalb des Elmsees, nimmt die Wand an Höhe zu, noch sieht man an den schalenförmig herabgewölbten Bänken des Dachsteinkalkes die Flexur. Aber noch weiter hin, gegen die Elmgrube zu, tritt mit überschrittener Elasticitätsgrenze ein Bruch ein, der schliesslich in der schroff abgerissenen Wand des Neustein die Höhe von 350 Meter erreicht.

Längs der ganzen Störungslinie treten liassische Gebilde auf. Ziehen sich schon auf dem nördlichen Abhange des Hetzkogels liassische Streifen über die Karrenfelder hin, hinabreichend bis zum Fuss der „rothen Kögl", so wird die das Elmthal begleitende Mauer in ihrem östlichen Theil ganz von rothen Liaskalken gebildet. Es sind bunte Trümmerkalke, in deren rother Grundmasse schwarze und graue eckige Fragmente schwimmen, häufig übergehend in rothe Knollenkalke, Crinoidenkalke oder endlich dichte, rothe, muschlig brechende Kalke. Vor Jahren fand ich einen herabgefallenen Block



M = Mergel. *Ho* = Hornsteinbänke. *L* = Lias. *DK* = Dachsteinkalk.

voller Rhynchonellen unterliassischen Aussehens. Leider gelang es weder denselben wiederzufinden, noch andere Reste zu gewinnen, als einen unbestimmbaren *Harpoceras* und Gasteropoden. Eine schärfere Altersfixirung innerhalb der einzelnen Regionen des Lias ist sohin nicht möglich.

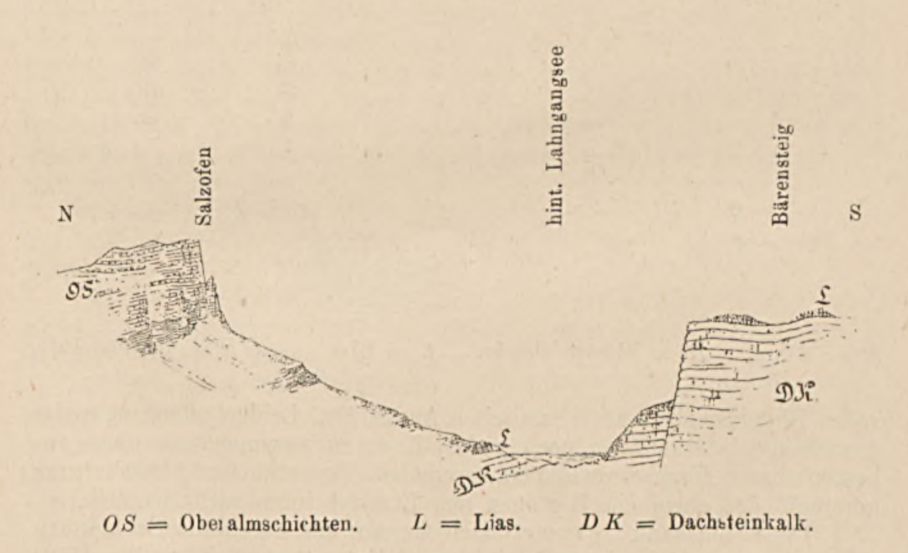
Diese Liasbank schmiegt sich genau der durch die Schleppung entstandenen knieförmigen Beugung an. Ersteigt man daher die Höhe der Wand (auf einem Wege vom Elmsee aus), so findet man sie oben wieder und zwar hier in Form einer groben Breccie von riesig grossen Crinoidenresten und Belemniten, in welcher die tiefen Karrenfurchen eingenagt sind. Das schöne, namentlich an der angewitterten Oberfläche auffallende Gestein führt ausserdem noch kleine Ammoniten

(Phylloceraten) und Brachiopoden, deren Bestimmung nicht sicher durchführbar war.

Am Fusse der Wand breitet sich eine üppig grüne Mulde aus, deren Grund durch den kleinen Elmsee (1670 M.) ausgefüllt wird. Den jenseitigen Rand begrenzen wieder Karrenfelder von Dachsteinkalk, auf welchen in isolirten Bänken abermals die Liaskalke auftreten.

In die Falte der Schleppung, an welcher ausser dem Dachsteinkalk noch die Liasbank theilnimmt, ist nun eine Synclinale jüngerer Schichten eingepresst. Unmittelbar am Fusse der Wand und dann auf dem Jagdsteige, der das Gehänge am südlichen Seeufer durchquert, werden braune Hornsteine in Bänken von 1 Decimeter Mächtigkeit sichtbar, welche ganz concordant auf den Liaskalken auflagern und wie diese (knapp am Wandfusse) seiger einfallen. Darüber folgen dann braune und rothe Mergel, welche in kleine scharfkantige Stücke zerfallen und den rothen lehmigen Boden bedingen, auf dem die reiche Vegetation um den Elmsee sich entwickeln konnte. Es sind dieselben Gebilde, die wir von der Schwarzenbergalpe und vom Bräuningkessel am Loser kennen. Ob sie noch dem Lias oder schon dem Dogger angehören, lässt sich auch hier nicht bestimmen.

Verlassen wir den Elmsee und wandern gegen die Elmgrube zurück, so ändern sich allmälig die Verhältnisse an der langen Wand. Mit dem Uebergang der Schleppung in einen Bruch zerreisst die rothe liassische Decke und löst sich auf in kleine rothe Partien, die in den Klüften des Dachsteinkalkes erhalten blieben. Endlich verschwinden



OS = Oberalmschichten. *L* = Lias. *DK* = Dachsteinkalk.

auch diese und über dem hinteren Lahngangsee sind die Liaskalke schon deutlich in zwei Stufen gesondert. Die eine lagert in Form von kleinen Fetzen oben auf dem Plateau am „Bärensteig", die andere steht in der Tiefe über dem hinteren See in Form einer niederen Wand an, über welche zu Zeiten ein Wasserfall herabstürzt.

Auch am vorderen Lahngangsee bleiben die Verhältnisse die gleichen. Ringförmig legen sich die rothen Kalke um den Fuss der mächtig geschichteten Wand des Neustein, auf dessen Gipfel ihre Fortsetzung in kleinen Partien auflagert. Gegen W an Mächtigkeit und räumlicher Ausdehnung zunehmend, schwellen sie zuletzt zu einem grösseren Complex an, der sich von den Schafbüheln bis zur Vordernbachalpe hinab erstreckt. Von dieser Localität stammt eine Anzahl von Versteinerungen, welche von Professor F. Simony gesammelt wurden (s. pag. 349). Es sind fast durchaus Brachiopoden unterliassischen Charakters. Auf dem Schafbühel, einer kleinen, vom Lahngangsee gegen die Schutthalde der „Lahn" vortretenden Terrasse, fand ich an der Stelle, wo man den See zum erstenmal erblickt, in dem rothen Crinoidenkalk ebenfalls Brachiopoden.

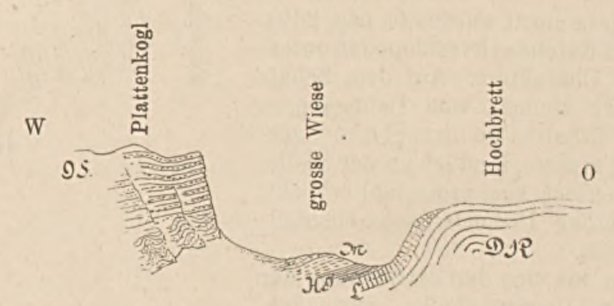
Bevor wir uns der Betrachtung der jurassischen Hornsteinkalke zuwenden, welche nördlich vom Lahngangsee eine mächtige zusammenhängende Decke bilden, sei noch einer Localität Erwähnung gethan, welche wohl am besten die Beziehungen der Liaskalke zu den jurassischen Gebilden darlegt. Nördlich vom Jagdhaus in der Elmgrube breitet sich zwischen den senkrechten Wänden des Plattenkogel (2062 Meter) und dem langen weissen Karrenrücken des Hochbrett (2086 Meter) der grüne Sattel der grossen Wiese (circa 1800 Meter) aus. In den Wänden des Plattenkogl erkennt man schon von weitem die dünnplattigen Hornsteinkalke des oberen Jura. Die weissen Tafeln und „Steinbretter" auf dem Hochbrett gehören offenbar dem oberen Dachsteinkalk an. Nähert man sich jedoch über den Ablassbühel, wo reichliche Quellen an der Formationsgrenze hervorrieseln, der Sattelhöhe, so gewahrt man rechts, auf einer Abwärtsschleppung von Dachsteinkalk lagernd und steil unter den Sattel einfallend, einen ziemlich mächtigen Complex von rothbraunen, fleckigen dichten Kalksteinen, die auch weiter nördlich in einzelnen Hügeln aus dem Mattenboden der grossen Wiese hervorragen und noch weiterhin unter dem Wilden Gössel im „Hirschkar" in Form brauner Karrenfelder erkenntlich sind. Ohne Zweifel sind es abermals unsere rothen Liaskalke. Von der Elmgrube aus kann man die Schleppung der hier besonders dickbankigen,

NO Salzofen — vorderer Lahngangsee — Neustein SW

OS = Oberalmschichten. L = Lias. DK = Dachsteinkalk.

häufig in grobe Trümmerkalke übergehenden Dachsteinkalke deutlich sehen. Der ganze zu besprechende Complex oberjurassischer Schichten lagert auf einem eingesunkenen Stück des Dachsteinkalkes.

Auf dem Sattel sind über den Liaskalken die braunen Hornsteine und Mergel aufgeschlossen, deren dunkle Verwitterungsproducte die ganze Mulde der grossen Wiese erfüllen, und unmittelbar darüber folgen dann die Hornsteinkalke, auch hier sehr deutlich in zwei Stufen geschieden. Die untere Stufe besteht aus wellig gebogenen, gefalteten



OS = Oberalmschichten. *M* = Mergel. *Ho* = Hornsteinbänke.
L = Lias. *DK* = Dachsteinkalk.

und geknickten Schichten eines dunkleren, mergeligen Kalksteins mit Hornsteinzwischenlagen und Knollen. Die Schichtflächen zeigen auf ihrer gelbgrau verwitternden Oberfläche wulstige Erhabenheiten. Die obere Stufe dagegen wird von reineren, lichteren, dickbankigen Kalken mit spärlichen Hornsteinknollen gebildet.

Der ganze Schichtencomplex, der sich von hier über den Salzofen und die Gösslalpe bis zur Schwelb hinab, und anderseits über den Bruderkogl bis gegen den Redenden Stein auf dem westlichen Plateau erstreckt, zeigt im Allgemeinen schwebende Lagerung. Dort aber, wo die Dachsteinkalke vom Plateaurande gegen den Toplitzsee absinken, legen sich die Hornsteinkalke ganz conform ebenfalls gegen SW und gelangen so bis an den Fuss des Gebirges.

Die Hornsteinkalke bilden meist Berggipfel, welche auf der einen Seite bis zur Höhe mit Weide besetzt sind und auf der anderen in senkrechten Wänden abstürzen. Eine ununterbrochene Mauer erstreckt sich im Bogen von Wildengössl über den Salzofen bis zum Graswandkogl, ihre Abstürze erst östlich gegen die Elmgrube, dann südlich gegen den Lahngangsee kehrend. Vom Graswandkogl sinkt noch eine Rippe gegen die Vordernbachalpe ab — der Alpenweg übersteigt dieselbe am sogenannten Grausensteg — an deren Wand sehr deutlich die gefalteten und gebogenen Schichten der unteren Hornsteinkalkbänke, wie sie sich über den Dachsteinkalk hinabwölben, zu sehen sind. Am Lahngangsee (1555 Meter) ist abermals die Auflagerung der jurassischen Hornsteinkalke auf dem Lias, welcher sich von der Alpe am südlichen Ufer bis zum Schafbühel ausdehnt, aufgeschlosssen. Die liegenden Theile der Oberalmer Schichten, von welchen das ganze nördliche Seeufer eingenommen wird, sind meist vom Geröll verschüttet.

Aus dem Vorkommen oberjurassischer Gebilde um den Lahngangsee sind keine Petrefacte bekannt, nicht einmal Aptychen, welche auf dem Loser nicht gerade selten sind.

An das Elmthal schliesst sich östlich eine noch höhere Stufe des Gebirges, das Feuerthal, an, aus welchen sich die höchsten Berge der Gruppe: Rothg'schirr (2257), Schermberg (2391), Grosser Priel (2514), Brotfall (2326), Spitzmauer (2446), Temmelberg (2334) und Feuerthalberg (2370) erheben. Um in das Feuerthal zu gelangen, ersteigt man von dem Tümpel „Zageln" einen etwa 300 Meter hohen, kahlen Abhang südfallender Dachsteinkalke, über welche in mehreren Streifen Hierlatzschichten herablaufen. Ueber einen dieser Streifen führt der Jagdsteig empor. Zu unterst sehen wir die feine rosenrothe Breccie mit grossen Crinoidenstielen in Höhlungen des Dachsteinkalkes abgelagert, als wäre es alter Meeressand, von den Wellen eingeschwemmt in Löcher, welche die Brandung an den Uferfelsen ausgenagt hat. Weiter oben treffen wir dichte, thonige, intensiv rothe Kalke und endlich bunte grobe Trümmer-Breccien, anstehend in niederen senkrechten Mauern [1]). Ueberrascht uns, sind wir auf der Höhe angelangt, das plötzlich entrollte Bild des Feuerthales durch seine grossartige Oede und Ausdehnung, so wird uns sofort die Bedeutung der localen Bezeichnungen: Feuerthal, Feuerthalberg, Rothe Kögl, Rothg'schirr etc. klar. Sie beziehen sich alle auf die rothe Färbung des Gesteines, welche an vielen Stellen in streifenförmigen Zügen von weitem schon umsomehr auffällt, als das Auge sonst nichts erblickt als Schneefelder und blendend weisse Karrenplatten.

An der südlichen Abdachung des Rothg'schirrberges gewahrt man eine grosse Entblössung der rothen Kalke, durch die Nordwand des Feuerthalberges ziehen sich lange, vielgewundene, rothe Streifen hin, und von unserem Standort selbst, als Fortsetzung der drei Streifen auf der Westseite, streichen mehrere Züge des Liaskalkes gegen die Muldentiefe östlich hinab.

Hier sind die rothen Kalke vielfach in Klüften abgesetzt. Ihr Eisengehalt nimmt stellenweise derart zu, dass Uebergänge in Spatheisenstein eintreten, welche durch ihr Gewicht und die gelbbraune, ockerige Verwitterungsrinde auffallen.

Die Wanderung gegen den Priel fortsetzend, trifft man während des Aufstieges auf die „Hohen Kögl" abermals auf einzelne Hierlatzpartien, ebenso auf dem breiten Gipfelrücken des Hohen Priel, wo sie nur in kleinen Schmitzen und Nestern erhalten blieben. Ja selbst auf dem höchsten Gipfel der Spitzmauer treten rothe Bänderkalke auf, in welchen von Herrn Oscar Simony [2]) Lias-Brachiopoden gefunden wurden.

Rechnen wir dazu die Vorkommen auf dem grossen östlichen Plateau, auf dem Ofenlochkogel, auf dem Feuerthalberg (Südseite), auf dem Hochkasten, grossen Brieglersberg und Kleinen Brieglersberg und endlich die grösseren Complexe, welche sich in einem vielfach unterbrochenen Bogen vom Kammerboden über das Jagdhaus in der

---

[1]) Siehe Profil auf Seite 344.

[2]) Jahrbuch des Oesterreichischen Alpenvereines 1873, Ersteigung der Spitzmauer.

„Lacken“ hinüber zum Mitterkar und von da hinab zur Vordernbachalpe erstrecken, so können wir uns der Vorstellung einer grossen liassischen Decke nicht entschlagen, deren letzte Ueberreste heute in Form kleiner Partien auf der Hochfläche sichtbar werden. Die Vorkommnisse auf der Osthälfte des Gebirges setzen sich von der grossen Wiese und vom Hirschkar westlich fort. In der Nähe der Brunnwiesalpe und nördlich von der Wildenseealpe auf dem Wege zum Wilden-See sind abermals kleine Flecken erhalten und stellen so die Verbindung mit den Aufschlüssen am Loser und Schönberg her.

Fassen wir die Ergebnisse vorliegender Untersuchung zusammen, so sehen wir, dass die rothen Plateaukalke, welche sehr verschiedene Horizonte des Lias in Hierlatzfacies vereinigen, in zwei verschiedenen Verhältnissen über den Dachsteinkalken zur Ablagerung kamen. Einmal in Bänken, welche ganz concordant über den Platten des Dachsteinkalkes liegen und alle Störungen der letzteren mitmachen. Das andere Mal aber in Schichten, welche discordant den Dachsteinkalk übergreifen und ganz unregelmässig alle Unebenheiten, Klüfte und Höhlungen desselben erfüllen. Im letzten Falle hat eine Unterbrechung in der Sedimentirung stattgefunden.

Für eine genaue Altersbestimmung der über den Hierlatzkalken folgenden, wenig mächtigen Reihe von Hornsteinbänken und buntem Mergel fehlen Anhaltspunkte; wenn ich sie vorläufig unter dem Lias anführte, geschah es auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse.

Die Serie der Aptychen führenden Hornsteinkalke des Loser stimmt, was Lagerung und petrographische Beschaffenheit anbelangt, so sehr mit analogen Vorkommen im Gebiete der Salzburger Voralpen, dass sie den Oberalmer Schichten Lipold's, somit dem oberen Jura, zugereiht werden müssen, wobei ebenfalls genaue Horizontbestimmungen vorläufig offene Fragen bleiben.

Was endlich die weissen Kalke der Trisselwand anbelangt, gehört ihre Hauptmasse dem Tithon an; wobei zu untersuchen bleibt, ob die obersten Theile nicht in isopischer Ausbildungsweise in die Kreide hinaufreichen.

Zum Schlusse erübrigt mir noch die angenehme Pflicht, Herrn Oberbergrath von Mojsisovics, Herrn Professor Neumayr und allen Herren der Anstalt, welche meine Arbeit zu fördern so freundlich waren, den verbindlichsten Dank auszusprechen. Namentlich fühle ich mich Herrn Professor Neumayr für die lebhafte Unterstützung, welche derselbe dem paläontologischen Theil der Arbeit angedeihen liess, zu tiefstem Danke verpflichtet.

Ueber krystallisirtes Zinn.

Von Heinrich Baron v. Foullon.

Mit 2 Holzschnitten und einer Tafel (Nr. VII).

Das in jeder Richtung merkwürdige Element, Zinn, besitzt bekanntlich unter anderen auch die Fähigkeit, in mehreren allotropen Zuständen auftreten zu können. Rammelsberg hat in einer Zusammenstellung [1]) drei Modificationen angeführt: 1. graues Zinn, welches zuerst Fritzsche [2]) in St. Petersburg, später Oudemans [3]) und Wiedemann [4]) beobachteten. A. Schertel [5]) hat an solchem aus dem Freiberger Dom stammendem das specifische Gewicht mit 5·781—5·809 gefunden, während an Fritzsche's Proben früher Rammelsberg irrthümlich 7·195 bestimmte [6]). 2. Galvanisch Gefälltes. Dieses ist leicht in Krystallen zu erhalten und wurde schon 1843 von Miller untersucht [7]). Es ist tetragonal und besitzt nach ihm ein specifisches Gewicht von 7·178. Trechmann [8]) gibt 7·136. Rammelsberg bestimmte einmal 7·143—7·166 (a. a. O., 1870, S. 725), neuerlich 6·969

---

[1]) „Ueber molekulare Erscheinungen am Zinn und Zink." Monatsber. der königl. preuss. Akad. der Wissensch. zu Berlin 1881. (Aus dem Jahre 1880.) S. 225—230.

[2]) „Ueber eigenthümlich modificirtes Zinn." Ber. d. d. chem. Gesellsch., Bd. 2, 1869, S. 112—113. In der Sitzung am 25. October wurden Proben theilweise krystallisirten Zinnes vorgelegt, S. 540—541. Später folgte ein ausführlicher Bericht: „Ueber einen eigenthümlichen Molekularzustand des Zinnes." Mém. de l'Acad. d. St-Pétersb., Sér. VII, Bd. XV, 1870, Heft 5, S. 1—8, 1 Taf. Bei Rammelsberg im unter [1]) citirten Aufsatze steht irrthümlich Sér. VIII.

[3]) Institut 1872, S. 142. Citat nach J. B. über die Fortschr. d. Ch. für 1872, S. 256.

[4]) Wiedemann's Ann. d. Phys. u. Chem., Bd. 2, 1877, S. 304.

[5]) „Einige Beobachtungen über die graue Modification des Zinnes." Journ. f. prakt. Chem. Neue Folge, B. 19, 1879, S. 322—326.

[6]) Ber. d. d. chem. Gesellsch., Bd. 3, 1870, S. 725.

[7]) „On the form of crystals of tin." Phil. Mag. Bd. 22, 1843, S. 263—265, und Poggendorff's Ann., Bd. 58, 1843, S. 660—662. Die Figuren in Rammelsberg's Handbuch der krystall. physik. Chem., 1881, B. I, S. 144, sind nach Miller copirt, wobei der Kantenparallelismus vielfach verloren gegangen ist, wodurch natürlicherweise auch sonstige Unrichtigkeiten entstanden sind.

[8]) „On a probably dimorphous form of Tin." Min. Mag. a. Journ. of the Min. Soc. Bd. III, 1880, S. 186—191, darin S. 188 das specifische Gewicht.

(a. a. O. 1881, S. 228). 3. Zuvor geschmolzenes Zinn. Seine Krystallform war bisher unbekannt, sein specifisches Gewicht wurde wiederholt bestimmt, so fand Rammelsberg (a. a. O., 1881. S. 229) im Mittel 7·2795 (Grenzwerthe 7·243 und 7·309), Miller 7·293 u. s. w. Im Jahre 1879 beobachtete Trechmann [1]) eine rhombische Modification des Zinnes, welche von Rammelsberg (a. a. O. 1881. S. 230) mit folgenden Worten abgethan wird: „Er hält sie für eine neue Form des Zinnes und behauptet, sie beständen (die Krystalle) aus fast reinem Zinn. Allein ihre Verhalten vor dem Löthrohr sprechen dagegen und lassen der Vermuthung Raum, dass sie eine Wolframlegirung seien."

Hierauf möchte ich mir nur zu bemerken erlauben, dass nach Rammelsberg's eigener Beobachtung (a. a. O. 1881. S. 229) sich z. B. von gewöhnlichem Zinn in sehr feinen Körnern in Salzsäure 4% lösten, während von galvanisch gefälltem in gleicher Zeit unter sonst gleichen Bedingungen 47% ! gelöst wurden. Freilich kommt dabei die nicht gleiche Oberflächengrösse beider in Betracht. Gegen diese Differenz in der Löslichkeit zweier Aggregationsformen einer Substanz (denn dass es zwei allotrope Modificationen sind, erscheint, wie ich zeigen werde, keineswegs ausgemacht) verschwindet das etwas verschiedene Verhalten vor dem Löthrohre zweier wirklicher allotroper Zustände wohl völlig. Als ich meine eigenen Beobachtungen über das rhombische Zinn [2]) veröffentlichte, war mir oben citirte Bemerkung noch unbekannt, ich hatte es daher unterlassen, die chemische Zusammensetzung meines Materiales in den Vordergrund zu stellen, sondern beschränkte mich (S. 240) auf die Angabe der geringfügigen Beimengungen von Eisen, Kupfer und Kohlenstoff. Bei der vorliegenden Arbeit bot sich die willkommene Gelegenheit, diese Angelegenheit vorzunehmen. Da der von Rammelsberg gegen Trechmann und Collins, welch letzterer Trechmann's Material chemisch untersuchte, erhobene Verdacht indirect auch mich treffen musste und ich nicht Richter in eigener Sache sein wollte, ersuchte ich Herrn A. Cobenzl, derzeit Assistent der amtlichen Lebensmittel-Untersuchungs-Anstalt in Wiesbaden, eine qualitative Analyse meines Materiales vornehmen zu wollen, welche Bitte der Genannte bereitwilligst erfüllte, wofür ich ihm verbindlichst danke. Die Wahl fiel auf Herrn Cobenzl, weil dieser sich hier in Wien sehr eingehend mit der Trennung der Wolframsäure beschäftigt hat [3]) und mir so die geeignetste Persönlichkeit zu sein schien, namentlich in der Richtung der vermutheten „Wolframlegirnng" eine entscheidende Untersuchung durchzuführen. Zufolge seiner freundlichen Mittheilung konnte er gar kein Wolfram nachweisen, sondern nur Kupfer in deutlicher Menge, neben wenig Eisen, es ist somit mein Untersuchungsresultat vollkommen bestätigt und Rammelsberg's Vermuthung widerlegt.

---

[1]) Siehe Citat 2. Ein Auszug in Groth's Zeitschr. für Krystallogr. etc. B. V., 1881, S. 625.

[2]) „Ueber krystallisirtes Zinn." Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1881, S. 237—244.

[3]) „Beitrag zur Trennung des Wolframs von Antimon, Arsen und Eisen" etc. Sitz.-Ber. der kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Bd. 83, 1881, Abth. II, S. 742—748.

Schon gelegentlich meiner Untersuchung der rhombischen Modification des Zinnes hatte ich versucht, Krystalle aus dem Schmelzflusse zu erhalten. Ich verfuhr hiebei nach derselben Methode, die man sonst beim Schwefel mit sicherem Erfolge anwendet, hier waren aber die erhaltenen Producte absolut unbestimmbare Skelette, an denen ausserdem vielfach gelappte, granalienartige Tröpfchen hafteten. Herrn Professor J. J. Pohl war es jedoch schon vor mehreren Jahren nach zahlreichen Versuchen gelungen, auf gleichem Wege Krystalle darzustellen, und hat er mir diese freundlichst zur Untersuchung überlassen, wofür ich ihm hier bestens danke.

Eine zweite Serie von Krystallisationsproducten verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. Th. Schuchardt in Görlitz und eine Anzahl prächtiger Gebilde von derselben Entstehung Herrn Chemiker J. Swaty. Beiden Herren spreche ich meinen verbindlichsten Dank aus.

Pohl'sches Material.

Das von Herrn Professor Pohl dargestellte Material besteht ausschliesslich aus Krystallgruppen, innerhalb welcher selten fast ganz frei ausgebildete Individuen vorkommen. Es soll dasselbe hier zuerst behandelt werden, weil ich ein besonderes Gewicht darauf lege, diese aus dem Schmelzflusse unter verschiedenen Umständen hervorgegangenen Producte getrennt zu beschreiben. Das specifische Gewicht bestimmte Herr Professor Pohl mit 7·196 bei 16·5° Celsius, ich werde unten darauf noch zurückkommen. Ausgegangen wurde von reinstem Bancazinn.

Die fast frei ausgebildeten Krystalle bilden kleine rechtwinkelige Blättchen, deren grösste Dimension nach einer Rechteckseite kaum je ein Millimeter Länge erreicht. Ihre Dicke übersteigt nie die eines stärkeren Zeichenpapieres, nichtsdestoweniger herrscht in der Ebene der grössten Entwickelung ein bedeutender Flächenreichthum, der jedoch, wie schon ein flüchtiger Blick lehrt, nur von wenigen Formen in oscillatorischer Wiederholung herrührt. Fast ausschliesslich ist es eine Pyramide, deren Flächen oft stufenförmig hintereinander liegen, zum Zusammenstoss aller vier oberen oder unteren Pyramidenflächen in einer Spitze kommt es nur äusserst selten, gewöhnlich sind es drei, die diese bilden. Die Figur 1, Taf. VII, stellt ein solches Blättchen im Grundrisse, die Figur 1 *a* einen Querschnitt in zwanzigfacher Vergrösserung dar, wobei jedoch zu bemerken ist, dass nur ein Theil des Details wiedergegeben erscheint, denn durch die weit häufigere oscillatorische Wiederholung erscheinen einzelne Partien so vielfach gestreift, dass erst 60—80fache Vergrösserung den Flächencharakter der Streifung kenntlich macht. Natürlich sind nicht zwei dieser Blättchen einander gleich, bald werden sie von einer Rippe durchzogen, welche mehr weniger in der Mitte des Individuums die grösste Höhe erreicht, welches also hier am dicksten ist, wie dies Fig. 1 *a* darstellt, bald sind sie gegen die Mitte zu napfartig vertieft. Auch entspricht in der Art der Ausbildung die eine Seite nicht immer der Gegenseite, wenn dies auch im grossen Ganzen meist der Fall ist. In der Regel zeigen die frei ausgebildeten Ecken keine Abstumpfung, manchmal eine ungleich vertheilte (wie in

der Figur dargestellt), und nur in einem Falle wurde eine solche aller vier Ecken beobachtet.

Die erste Betrachtung lässt die Uebereinstimmung dieser Form mit der von Miller[1]) bekannt gemachten tetragonalen sofort erkennen. Miller erhielt seine Krystalle durch galvanische Ausscheidung auf nassem Wege, es kann also die tetragonale Form sowohl durch Reduction aus Lösungen, als auch aus dem Schmelzflusse erhalten werden.

Der Habitus der Krystalle aus dem Schmelzflusse ist ein anderer als jener, welche durch galvanische Fällung oder durch Reduction einer Zinnchlorürlösung erhalten werden. Die ersteren bilden achtseitige Prismen[2]) mit Abstumpfungen, die letzteren zeigen, wenigstens in mir vorliegenden Proben, eine ganz eigenthümliche Ausbildung, auf die ich noch kurz zurückkommen werde. Jene aus dem Schmelzflusse erhaltenen werden fast ausschliesslich von der Grundpyramide gebildet, (101) tritt schon selten auf, (100) und (110) wurden an frei ausgebildeten einfachen Krystallen nur einmal beobachtet. In gewissen Krystallstöcken spielen jedoch (101) und (011) eine grössere Rolle, (110) erscheint bei Zwillingskrystallen. Andere Flächen, die einige Male beobachtet wurden, sind in Einzelkrystallen und Gruppen nicht genau bestimmbar. Während ferner nach Miller durch galvanische Fällung häufig Zwillinge erhalten werden, einfache Individuen bei der Reduction aus Zinnchlorürlösung nur sehr selten vorzukommen scheinen, die Zwillinge also geradezu die Regel bilden, sind solche bei der Darstellung der Krystalle aus dem Schmelzflusse nach der Methode, wie man sie zur Erhaltung von Schwefelkrystallen im Schmelztiegel anwendet, nicht beobachtet worden.

Die Kanten am grössten Umfange der Blättchen sind sehr scharf, nur die rechtwinkeligen Ecken zeigen öfter eine leichte Abschmelzung, oder doch eine Rundung, welche auf solche schliessen lässt. Der stumpfe Pyramidenwinkel ist an direct zusammenstossenden Flächen leider nicht messbar, sondern müssen immer solche gewählt werden, zwischen denen eine ganze Reihe von eingeschalteten Flächen liegt.

Zur Bestätigung der Uebereinstimmung der von Miller untersuchten Formen und den vorliegenden seien die Resultate meiner Messungen angeführt, von denen schon a priori nach der Beschaffenheit des Materiales keine vollständige Uebereinstimmung mit den berechneten Werthen erwartet werden konnte. Eine nähere Vergleichung der durch Messung erhaltenen Werthe mit gleichen von Miller ist unmöglich, weil dieser nur die berechneten angibt. Viele Flächen geben zwei Bildergruppen, die bei verschiedenen Individuen 2—5^0 auseinanderliegen, doch lassen sich fast immer auf den verschiedenen Flächen die zusammengehörigen Reflexe durch Helligkeitsunterschiede von den anderen, eigenthümliche Formen u. s. w. finden. Die Messungen wurden mit dem

---

[1]) A. a. O.

[2]) Miller spricht sich über den Habitus der von ihm untersuchten Krystalle nicht näher aus. Rammelsberg sagt in seinem Handbuche der krystall. physik. Chemie, Abtheil. I, 1881, Seite 144 bei Zinn: „Diese aus Zinnchlorür durch Reduction oder den elektrischen Strom gebildeten Krystalle sind dünne achtseitige Prismen.“ Ich habe Zinnkrystalle von verschiedenen Reductionen in Händen gehabt, eine säulenförmige Ausbildung mit vorwaltendem (110) oder (100) habe ich nicht beobachtet.

Březina-Schneider'schen Goniometer ausgeführt[1]), welches sich hiezu äusserst zweckdienlich erwies.

An zwei Individuen, von welchen das mit II bezeichnete jenes der Figur 1 ist, wurden an der beschränkten Anzahl messbarer Flächen folgende Winkelwerthe beobachtet:

	I	II	von Miller berechnet
$111 : \bar{1}11$	39° 24′	— —	39° 35′
$111 : 11\bar{1}$	122° 55′	122° 51′[2])	122° 47′
$\bar{1}11 : \bar{1}1\bar{1}$	122° 46′	— —	— —
$101 : \bar{1}01$	— —	42° 12′	42° 11′
$101 : 100$	— —	69° 17′	68° 54′ 30″

Es sind hier nicht jene Werthe angeführt, welche mit den berechneten die beste Uebereinstimmung ergaben, sondern die Messungsresultate, welche von den bestausgebildeten Individuen und den reinsten Bildern stammen. Der stumpfe Pyramidenwinkel gab niemals mit dem berechneten von 57° 13′ eine Uebereinstimmung, die gefundenen schwanken zwischen 58° 43′ und 59° 12′, was wohl in der Natur der Ausbildung der Krystalle liegt, denn auch die Gegenflächen geben Winkel bis 182° 8′.

Obwohl das gesammte krystallisirte Material von einer Operation herrührt, so zeigt sich in der Gruppirung der Individuen in den einzelnen Krystallcomplexen doch eine wesentliche Verschiedenheit und können vier Arten beobachtet werden, von welchen zwei sich der Menge nach ziemlich das Gleichgewieht halten und zwei selten sind. Leider existiren über den Ort der Entstehung der einzelnen keine Aufzeichnungen, es darf aber doch mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass jede Gruppe in bestimmten Zonen entstanden ist.

Am häufigsten ist jene Art der Gruppirung, wie sie Fig. 2 in doppelter natürlicher Grösse darstellt. Es sind lanzettförmige dünne Blättchen mit äusserst feiner Spitze, deutlicher Streifung, die in der Mitte der Längsrichtung unter einem ebenen Winkel zusammenstossen, der von 90° kaum merkbar verschieden ist. Die einzelnen, von links und rechts aussen kommenden Streifen, Kanten entsprechend, stossen selten in einem Punkte zusammen (*bb* in der Fig.), sondern alterniren. Selten erscheinen grössere, meist partialflächige Individuen halbeingewachsen (*a* in der Fig.) oder vollkommener ausgebildete aufgewachsen. Der Querschnitt nimmt ungefähr den Verlauf wie die unter Fig. 2 *a* gezeichnete Linie andeutet.

Unter dem Mikroskope lässt sich der Bau dieser Gruppen deutlich erkennen. Von der Mittellinie *AA* Fig. 2*b*, Taf. VII (ein mittlerer Theil des Blättchens der Fig. 2 in circa 100maliger Vergrösserung) gehen nach links und rechts die Kantenlinien der sich schneidenden Flächen $(111) : (\bar{1}\bar{1}1)$ und $(1\bar{1}1) : (\bar{1}11)$ aus, sie bilden den Scheitel der Erhebungen und sind mit + bezeichnet. Da sich die Pyramiden in paralleler Lage oftmals wiederholen, so folgt selbstverständlich auf jede

[1]) Siehe dieses Heft des Jahrbuches, Seite 321.

[2]) Mittel aus zwei Werthen von 123° 10′ und 122° 32′, die je einer Bildgruppe angehören.

Erhebungsscheitellinie eine Berührungslinie grösster Depression, die mit — bezeichnet ist. Die Pyramidenflächen verlaufen aber nicht continuirlich von + zu —, sondern sind im Verflächen zahlreiche Rückschläge vorhanden, d. h. es sind z. B. in der Pyramidenfläche (111) zahlreiche ($\bar{1}\bar{1}1$) eingeschaltet und umgekehrt. Ausserdem treten sehr häufig Abstufungen durch (011) auf, wie dies bei *aa* angezeigt erscheint. Fast ebenso häufig sieht man (101), wie dies bei *bb* gezeichnet ist. Beide Complicationen sind in der Figur sonst weggelassen, sie bewirken auch in dem Theile *AB BA* eine Art verticaler[1]) und horizontaler Streifung, die neben jener unter 45°, welche durch die Schnittlinien und die Reflexe der Pyramidenflächen hervorgerufen wird, immer noch deutlich hervortritt, namentlich dort, wo beide Flächen schmal ausgebildet sind, was meist der Fall ist.

Von grösserem Interesse ist die Randpartie zwischen *BC CB*. In den beobachteten Fällen beträgt sie ungefähr den fünften Theil der Breite von *AB*, sie ist der Deutlichkeit halber in der Figur breiter gehalten. Betrachtet man jene Partie, in welcher ($\bar{1}\bar{1}1$) vorwaltet, so sieht man, dass diese Fläche durch (011) abgegrenzt wird. Jener Theil, der zunächst der +-Kante liegt, ist am längsten, ragt also am weitesten nach rechts, jeder folgende ist etwas kürzer, zieht sich demnach um ein Geringes zurück, gegen links. In der Fortsetzung nach rechts bildet nun (011) einen Abfall, in welchen sich (0$\bar{1}$1) als Rückschlag wiederholt einfügt. An jene Partien, in welchen (111) vorwaltet, schliesst sich nach rechts (101) an, mit den entsprechenden Rückschlägen durch ($\bar{1}$01), die mit ($\bar{1}\bar{1}1$) correspondiren. Die Schnittlinie sämmtlicher (111) : (101) und ($\bar{1}\bar{1}1$) : ($\bar{1}$01) verlaufen geradlinig. Die (101) correspondiren mit (011) und die ($\bar{1}$01) mit (0$\bar{1}$1), so dass zu dem stufenförmigen Verlauf auch noch ein solcher im regelmässigen Zick-Zack hinzutritt. Der unmittelbare Rand (*C C*) ist ziemlich scharf begrenzt und trotz seines treppenförmigen Verlaufes von recht gleichmässiger Dicke, weil sich auf der Unterseite, wenigstens annähernd, parallel die Gegenflächen ausgebildet haben.

Der mittlere Zusammenstoss der Flächen und Kanten erfolgt nur ganz ausnahmsweise so, dass links und rechts gleich breite, im selben Sinne einfallende Flächen liegen, als würde ein Individuum durch die ganze Breite des Blättchens setzen (zwischen *m* und *m* in der Figur). Meist sind die links und rechts liegenden Flächen von ungleicher Ausdehnung und fallen demnach auch mit Flächen, die im entgegengesetzten Sinne geneigt sind, zusammen. Die Erhebungsscheitellinien und die der Depression liegen im linken und rechten Theile oft weit ab von einander. Ab und zu schiebt sich auch hier zwischen die Pyramidenflächen (011) oder (0$\bar{1}$1) ein. Auffallenderweise findet man den einen Theil, links oder rechts, sehr oft, um nicht zu sagen in der Regel, weit vollkommener ausgebildet, als den anderen. Es sind hier die Rückschläge viel seltener, die einzelnen Pyramiden verlaufen also

[1]) Nach dem Verlaufe der Contouren der (011) möchte man im ersten Momente vermuthen, dass eine schiefe Streifung wahrnehmbar werden sollte. Versinnlicht man sich aber die Lage der Fläche (011) im Raume und den hiedurch bewirkten Reflex, so ist es sofort klar, dass die Streifung vertical erscheinen muss. Dasselbe gilt natürlich von der Randpartie.

continuirlicher und sind breiter. Auch eingewachsene vierflächige Pyramiden und ziemlich vollständig entwickelte aufgewachsene kommen häufig vor. In den breiten Pyramidenflächen zeigt sich dann auch hie und da ein Rückschlag beschränkter Ausdehnung.

Die untereinander eine parallele Lage einnehmenden a-Axen der Individuen liegen, wie man insbesondere aus dem Querschnitte entnehmen kann, nicht in derselben Horizontalebene, sondern von rückwärts (der Anwachsstelle) nach vorwärts (der Spitze) gerechnet in immer höher liegenden solchen, so dass, während die c-Axen aller Individuen parallel und zur Horizontalebene senkrecht stehen, die Längserstreckung des ganzen federförmigen Krystallstockes eine schräg gegen die Spitze aufwärts gehende Richtung hat. Die Summe der Breite aller (111), dem Verflächen nach gemessen, ist demnach erheblich grösser, als jene sämmtlicher $(\bar{1}\bar{1}1)$.

Weit einfacher gestalten sich die Verhältnisse bei der zweiten, häufig vorkommenden Gruppirungsart, wie sie Figur 3 in dreifacher natürlicher Grösse darstellt. Vom Anschlusspunkte, der im unteren Theile der Figur liegt, haben sich die Individuen in paralleler Stellung nach auf-, respective vorwärts aneinander gereiht, nahezu so wie in Figur 2, nur liegen die a-Axen nahezu in derselben Horizontalebene. Auch hier kann man einen durch eine Mittelnaht getrennten rechten und linken Theil deutlich unterscheiden, am obersten Ende ist ein Individuum fast frei ausgebildet. Während nun im vorbeschriebenen Falle die gegenüberliegenden Pyramidenflächen, also zum Beispiel $(111):(\bar{1}\bar{1}1)$, zu weit überwiegender, ja herrschender Entwickelung gelangten, treten hier die benachbarten, zum Beispiel $(111):(\bar{1}11)$, dominirend auf und verleihen der Gruppe ihren Charakter. Nur an der Mittelnaht kommen (011), $(0\bar{1}1)$, $(\bar{1}\bar{1}1)$ und $(\bar{1}11)$ vor, letztere beide selten, sonst gewahrt man keine anderen Flächen.

Die dritte Gruppirungsart, welche im quantitativen Verhältnisse gegen die früheren selten ist und welche die frei ausgebildeten Individuen bot, welche zu den Messungen dienten, ist in vier- bis fünffacher Vergrösserung in Figur 4 dargestellt. Dünne Blättchen, die an dem der Anwachsstelle entgegengesetzten Ende die spitze Pyramidenkante und eine auf die Längsentwicklung vorwiegend senkrecht verlaufende Streifung zeigen, sind in der Randpartie stellenweise entsprechend der genannten Streifung tiefer eingekerbt und hie und da treten die Individuen in der gezeichneten Weise frei auf. Vorwiegend sind sie wieder in paralleler Stellung angeordnet und so geneigt, dass die eine Pyramidenfläche nahe horizontal liegt.

Während im zweiten beschriebenen Falle eine der a-Axen eine der Wachsthumsrichtung, entsprechend der Längsentwicklung, genau, im ersten Falle genähert parallele Stellung besitzt, bilden hier die a-Axen mit dieser Richtung Winkel von 45 Grad, wenn man sich die c-Axe senkrecht gestellt denkt. Von der Anwachsstelle (rechts in der Figur) ausgehend würde die c-Axe in ihrem positiven Theile dieser zufallen, wenn man die glänzende und von kleinen Tröpfchen bedeckte Seite der Blättchen als obere annimmt. Die Verzerrung der Krystalle erfolgt ausschliesslich in der Richtung des fortschreitenden Wachsthums.

Die einzelnen Individuen sind in der Regel durch einen kleinen Zwischenraum getrennt, manchmal liegen sie unmittelbar aneinander, lassen sich aber leicht trennen, sind also nicht verwachsen. Seitlich haften sie an dem lamellar entwickelten Theile meist nur schwach an einer Stelle, manchmal, namentlich am Vordertheil verdickt sich dieser, ausnahmsweise setzen zwei solche lamellare Theile übereinander fort, wie dies in Figur 4 *a* rechts gezeichnet ist. Es wurde auch eine solche Gruppe beobachtet, in welcher alle frei ausgebildeten Individuen an der inneren Unterseite durch sehr breit entwickelte (011) in der Weise abgestumpft werden, dass sich ihre obere Trace als Diagonale durch jedes Individuum zieht; es bilden diese dann natürlich keine Quadrate oder Rechtecke mehr, sondern Dreiecke. In diesem Falle haften die Krystalle mit ihrer oberen rechten Spitze an dem lamellaren Theile und dessen Streifung entspricht der Fortsetzung der Pyramidenflächen der Krystalle.

Unregelmässig orientirte Individuen, wie sie im Mitteltheile der Figur 4 angezeigt sind, erscheinen nur sehr selten.

Die blättchenförmige, vierte Ausbildungsweise nach (110) wurde hier nur einmal beobachtet. Bei Krystallen, die durch Reduction aus Zinnchlorürlösung erhalten werden, soll sie häufig vorkommen, bei den mir zu Gebot stehenden Materialen gleicher Provenienz konnte ich sie in ausgedehnterer Menge nicht wiederfinden. Es scheint mir nicht ausgeschlossen, dass da eine Verwechslung mit Pyramidenflächen bei Zwillingskrystallen vorliegt, die freilich ohne Messungen als solche gar nicht kenntlich sind. Wie Figur 5 (in zehnfacher natürlicher Vergrösserung) zeigt, ist (110) sehr in die Breite gezogen und oben durch (111) abgestumpft, welche Pyramidenfläche nur einseitig auftritt, hinter ihr folgt sofort wieder ($\bar{1}\bar{1}0$). Der ebene Winkel zwischen der links schief abschneidenden Trace und der oberen Kante (111) : ($\bar{1}\bar{1}1$) wurde mit circa 27° gemessen (statt 28° 36′ 30″), rührt also wohl von einer linienförmig ausgebildeten Fläche der Zone (110) : ($1\bar{1}1$) her. Der unterste Theil ist nochmals abgestumpft, wahrscheinlich durch ($0\bar{3}1$), und dahinter liegen weitere zwei Flächen, die annähernd ihrer gemessenen Lage nach ($1\bar{1}1$) und $3\bar{3}1$ sein dürften. Das Blättchen ist kaum $^1/_{20}$ Millimeter dick [1]).

Derlei verzerrte Individuen liegen nun parallel (110) vielfach übereinander, so dass die Gruppe eine Dicke von circa $^1/_2$ Millimeter bei $1^1/_3$ Millimeter Breite und 1 Centimeter Länge erhält. Nach dem Abheben der oberen Individuen wurden solche sichtbar, bei denen (111) beiderseits breiter entwickelt und je parallel ($1\bar{1}1$) und ($\bar{1}11$) vielfach gestreift ist.

---

[1]) Ich führe die Messungen nicht an, weil sie keinen Anspruch auf Genauigkeit machen können. Einerseits ist es unmöglich, mit dem dünnen Blättchen zu manipuliren, ohne es zu verbiegen, anderseits sind die Flächen ausser (110) und (111) sehr schmal und die Bilder so schwach, dass man ihre Einstellung nur schätzungsweise bewerkstelligen kann. Der angeführte Winkelwerth und der von (110) : (111) gemessene lassen jedoch bezüglich der Identificirung der Verzerrung keinen Zweifel, noch weniger die unten angeführten gestreiften Individuen.

Schuchardt'sches Material.

Jenes Material, welches ich der Güte der Herren Dr. Schuchardt und Swaty verdanke, besteht weit vorwiegend aus Krystallstöcken, frei ausgebildete Individuen sind selten auf ersteren aufgewachsen. Die Krystallisation erfolgte in einem grösseren Hohlraume, der sich aus unbekannter Veranlassung in einer bedeutenden Menge geschmolzen gewesenen und ausgegossenen Zinnes bildete. Beim Zerschlagen des erstarrten Kuchens fanden sich zahlreiche Blättchen und massigere Krystallgruppen, von welchen mir Herr Dr. Schuchardt mit bekannter Liberalität den grösseren Theil behufs Auswahl zur Verfügung stellte [1]).

Die auffallendsten Gruppen sind baumförmige Gebilde mit einem Hauptstamme und rund um diesen vertheilten Aesten. Ein solches Exemplar besitzt eine Höhe von circa 3 Centimeter und 1 Centimeter grössten Durchmesser. Leider haben diese zarten, reizend schönen Complexe durch den Transport sehr gelitten. Es lässt sich nur noch constatiren, dass der Hauptstamm aus einer federbartartigen Gruppe besteht, von welcher sich in der Ebene ihrer grössten Breite ähnliche unter 45° gegen die Richtung der Längsentwicklung abzweigen. Aber auch in anderen Richtungen sind sie gewachsen. Der Anschluss an den Hauptstamm ist durch ein sehr dünnes Stück hergestellt, welches so vielfach geknickt und gebogen wurde, dass auf eine genauere und sichere Beobachtung leider verzichtet werden muss.

Von den Gruppirungsarten sei jene zuerst hervorgehoben, welche mit der in vorstehender Beschreibung zuerst behandelten, wenigstens im Principe, vollkommen übereinstimmt. Während sie dort wohl die häufigste war, tritt sie hier der Menge nach etwas zurück, wenigstens sind die Gebilde dieser Art in viel geringerer Länge und Breite bei grösserer Dicke entwickelt als die zweiten, später zu beschreibenden, immer aber in weit grösseren Dimensionen, als in dem Materiale des Herrn Professors Pohl. Ein solcher Krystallstock z. B. hat eine Länge von circa 1·75 Centimeter, die grösste Breite an einer Stelle beträgt 7 Millimeter, sonst 3—4 Millimeter bei durchschnittlich 1 Millimeter Dicke. Die Mittelnaht ist nicht im ganzen Verlaufe ausgesprochen, doch hie und da vorhanden, in den meisten Fällen setzen die Individuen durch die ganze Breite, wie dies in Fig. 2 *b* bei *mm* dargestellt wurde. Auch schieben sich vielfach etwas anders orientirte Partien ein. Die oben beschriebene Randausbildung ist hier kaum angedeutet, gewiss würde man die an ihrer Stelle erscheinende Streifung nicht zu enträthseln wissen, hätte man nicht das obige Vorbild. Gewöhnlich schliesst sich unmittelbar an die in oscillatorischer Wiederholung treppenförmig übereinander geschichteten Pyramiden (010) als gut spiegelnde gleichmässige Begrenzungsfläche an, setzt an einzelnen Stellen durch die ganze Dicke der Gruppe bis zur Gegenseite fort und ist dann auch in der Längsrichtung der Gruppe wenig unterbrochen. An mehreren

[1]) Eine kleinere Partie war bereits abgegeben, doch dürfte unter dieser kaum eine Gruppirungsart vorhanden gewesen sein, die nicht in der mir zu Gebot stehenden vertreten wäre.

Stellen erkennt man durch das Vorhandensein einer verhältnissmässig breiten Kluft parallel der Ebene der a-Axen, dass zwei Gruppen übereinander liegen. Demgemäss zeigen die beiden breiten Seiten keine correspondirende Ausbildung. (110) erscheint auch hier nicht einmal andeutungsweise.

Ein Theil des Materials sieht beim ersten Anblicke wie stark zerlappte Granalien aus. Die nähere Besichtigung lässt aber erkennen, dass sie nichts anderes als sehr vielfach verbogene und zusammengerollte Stöcke sind, in welchen Blättchen nach der eben beschriebenen Gruppirungsart das Gerüste bilden, auf dem vielfach frei ausgebildete Individuen aufsitzen, die wieder unter sich verwachsen sind. Durch den Wechsel in der Ausdehnung der einzelnen Flächen entstehen mannigfache Ausbildungsweisen dieser Gruppirungsart, die oft erst nach einigem Studium als hieher gehörig erkannt werden können. So verlockend es nun auch ist, diesem Thema zu folgen, so muss dessen weitere Ausführung denn doch unterbleiben, erstens weil kein neues Princip hervortritt, und zweitens um die Figuren, ohne welche die Beschreibung sehr langathmig werden müsste, nicht unnütz zu häufen. Die aufgewachsenen Individuen werden zum Schlusse beschrieben werden.

Es lassen sich nun noch zwei weitere Gruppirungsarten unterscheiden, wovon aber nur die eine rein zur Entwicklung gelangt, in einer anderen Reihe von Gebilden kommen beide nebeneinander vor, eine jedoch ganz untergeordnet. Bei beiden Arten der Aneinanderreihung liegen die a-Axen in einer Horizontalebene, der Unterschied besteht nur darin, dass in einem Falle die a-Axen mit der Wachsthumsrichtung parallel, im anderen gegen diese um 45° nach links und rechts geneigt erscheinen. Beide Arten können je zwei Unterabtheilungen bilden, je nachdem bei den oscillatorisch wiederkehrenden Pyramiden zwei gegenüber- oder zwei anliegende Flächen zu weit vorwaltender Entwicklung gelangen.

Die eine Gruppirungsart präsentirt sich in zweierlei Gebilden. Die einen sind staniolartige Streifen und Blättchen, die einen Sammetspiegel besitzen. Sie sind in sehr verschiedenen Dimensionen entwickelt, z. B. 5 × 0·4 Centimeter, 2·5 × 0·6 Centimeter u. s. w., ohne dass eine merkbare Aenderung in der Dicke einträte. Alle besitzen eine ausgesprochene Mittelnaht, die sehr geradlinig und scharf verläuft und für das unbewaffnete Auge als Rinne erscheint. Von dieser Mittellinie setzen ebensolche scheinbare Rinnen an den verschiedensten Stellen nach links und rechts fort. Niemals schliessen sie sich direct an die Mittelnaht an, sondern treten erst in einer kleinen Entfernung von dieser auf, machen in der Regel einen mehr weniger grossen Bogen, um dann weiter senkrecht auf die Hauptnaht zu verlaufen. In der Figur 6 sind auffallende Beispiele gewählt, so im rechten unteren Theile derselben zwei Fälle, wo fast die ganze Naht im Bogen verläuft, links ein Fall, wo sich diese senkrechten Nähte sehr nahe nebeneinander häufen, die eine sehr stark verschiedene Länge besitzen. Die Umgrenzung verläuft in rechtwinkelig begrenzten Zähnen, die hie und da im ausspringenden, seltener im einspringenden Winkel gerundet sind. Zwischen den Rändern und den oben beschriebenen Nähten tritt eine äusserst feine, mit freiem Auge kaum wahrnehmbare Streifung auf, die den sammetartigen Spiegel bewirkt.

Betrachtet man derlei Blättchen unter dem Mikroskope, so wird der Bau derselben sofort klar. Die scheinbar Rinnen bildenden Nähte sind durchaus keine solchen, sondern aneinandergereihte Pyramiden mit nach aufwärts gerichteter Spitze. In der Regel stossen alle vier Flächen in einer Spitze zusammen, wie dies in Figur 6 *a* dargestellt ist, seltener sind zwei Flächen vorwaltend entwickelt und bilden dann eine unter 45° verlaufende Kante. Es ist also dasselbe Gruppirungsprincip, welches oben als zweiter Fall beschrieben worden ist, jedoch wie weiter gezeigt werden wird, die andere Unterabtheilung, indem dort die beiden anliegenden, hier die beiden gegenüberliegenden Pyramidenflächen zur vorwaltenden Ausbildung gelangten. Die Pyramiden sind sehr regelmässig hintereinander angereiht, so dass die Kante zwischen $(111):(1\bar{1}1)$, beziehungsweise $(\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1)$ auf verhältnissmässig weite Strecken in einer geraden Linie verläuft; Umbrüche, wie in der Figur einer dargestellt, sind ziemlich selten. Auch die allgemeine Breite dieser Reihen ist eine ziemlich regelmässige, circa 0·03 Millimeter, selten erreicht sie das Maximum von 0·048 oder das Minimum von 0·024 Millimeter. Durch die Art der Aneinanderreihung ist es selbstredend bedingt, dass in der Richtung derselben die Individuen breiter als lang erscheinen, weil sie sich gegenseitig abstumpfen. Ganz ebenso beschaffen sind die Horizontalreihen. Von den Verticalen aus gehen nach rechts und links unter 45° die Streifungen aus, welche durch die jeweilig vorherrschende Entwicklung von (111) und $(\bar{1}\bar{1}1)$, respective von $(1\bar{1}1)$ und $(\bar{1}11)$ bedingt ist. Der Anschluss an die vierflächig ausgebildeten Pyramiden erfolgt entweder durch directe Anlehnung oder durch Einfügung einer dritten Pyramidenfläche. Beide Fälle sind in der Figur 6 *a* gezeichnet. Local ist das Eine oder Andere vorherrschend.

In diesen parallelopipedisch entwickelten Pyramidentheilen fügen sich ab und zu die beiden anderen Flächen (ein rechts in der Figur), wo dies häufiger geschieht, macht sich die Tendenz zur Bildung einer horizontalen Naht geltend, die denn auch thatsächlich hie und da eintritt, wie dies in der Figur (links) ersichtlich gemacht erscheint, nur liegt die Entwickelung weiter vom Hauptstamme ab, als dies in der Zeichnung, lediglich der Raumersparniss wegen, dargestellt ist. Von diesem Seitenstamm zweigen dann die parallelopipedisch ausgebildeten Pyramiden in gleicher Weise ab, wie vom Hauptstamme, es müssen also die einen senkrecht auf den anderen stehen, wie dies in den Figuren 6 und 6 *a* gezeichnet ist.

Es finden nun auch die im Bogen verlaufenden Nähte ihre leichte Erklärung. Wenn zum Beispiele bei einem nach links verlaufenden Seitenstamme die Flächen $(1\bar{1}1)$ und $(\bar{1}11)$ auf eine weitere Erstreckung immer breiter entwickelt sind als (111) und $(\bar{1}\bar{1}1)$, so ist klar, dass der Seitenast im Bogen verlaufen wird. Je nach dem Verhältnisse der Entwickelung der genannten Flächenpaare wird der Bogen kleiner oder grösser und braucht es endlich gar nicht zum senkrechten Verlauf gegen den Hauptstamm zu kommen. Wie aus den Figuren ersichtlich, befindet sich der Winkel von 135° zwischen Hauptstamm und den parallelopipedisch entwickelten Pyramiden gegen die Anwachsstelle zu, jener von 45° in der Wachsthumsrichtung, also wie bei der Gruppirungsart, wo die Individuen staffelförmig übereinander lagern.

Der zweite mögliche Fall: die vorherrschende Ausbildung der anliegenden Pyramidenflächen, wie dies am erstbeschriebenen Materiale so häufig vorkommt, scheint hier gar nicht zur Ausbildung gelangt zu sein, sie lässt sich aber nicht selten in der zweiten Art der Gebilde beobachten, die nach demselben Gruppirungsprincipe aufgebaut sind, sich von den eben beschriebenen aber merklich unterscheiden. Es sind keine einfachen, staniolartigen Blättchen mehr, sondern massiger ausgebildete speerartige Gebilde, die ausnahmslos in grösserer Zahl zu ausnehmend schönen Complexen verwachsen sind. Figur 7 stellt einen solchen in natürlicher Grösse dar. Die einzelnen Krystallstöcke bestehen wieder aus oscillatorisch wiederholten Pyramiden, aber gewissermassen in umgekehrter Ordnung, indem gegen die Enden zu, also in der Wachsthumsrichtung der Winkel von 135°, jener von 45° gegen die Anwachsstelle zu liegt. Im mittleren Theile dieser einzelnen, kaum je 1 Centimeter Länge erreichenden Gruppen sind die Pyramiden auch häufig mit vier Flächen entwickelt, von denen dann meist zwei anliegende bedeutend grösser sind, wodurch eine auf die Längsentwickelung der Stöcke senkrechte Streifung hervorgerufen wird. Hie und da, namentlich wo der Umschlag von der unter 45° verlaufenden Streifung in die von 90° stattfindet, treten an einzelnen Individuen auch die Flächen (331) und (301) oder (031) auf.

Die meisten dieser Stöcke liegen nahezu in einer Horizontalebene, greifen aber etwas übereinander, was durch die Ausbildung der Gegenseite, die wieder von den Pyramiden begrenzt ist, ermöglicht wird. Die später gebildeten liegen so mit einem Theile unter den früher entstandenen, und die Mehrzahl stossen in einer nicht sehr geradlinig verlaufenden Mittelnaht zusammen, mit der sie einen Winkel von 45° bilden, welcher gegen die Anwachsstelle zu liegt. Nur ausnahmsweise sind derlei Stöcke parallel miteinander in einer Horizontalebene verwachsen, sie stehen dann senkrecht gegen die Mittelnaht, wie dies links unten in dem Seitenaste der Figur 7 dargestellt ist.

In einzelnen dieser Stöcke kommen ganz untergeordnet auch solche vor, welche nach der dritten Gruppirungsart angeordnet, d. h. wo die a-Axen gegen die Wachsthumsrichtung um 45° geneigt sind. Auch hier macht sich die Tendenz zur freien Ausbildung von Individuen geltend, ohne jedoch voll zum Ausdrucke zu gelangen.

Unter den eben erwähnten, frei ausgebildeten Individuen sind Einzelkrystalle nur äusserst spärlich vertreten, und erscheint es schon fraglich, ob man sie überhaupt noch als solche bezeichnen darf. Die Randpartien sind wie im erst beschriebenen Material ziemlich gut entwickelt, doch ungemein schmal. Innerhalb dieser tritt eine ausserordentlich vielfache oscillatorische Wiederholung aller Pyramidenflächen ein, so dass es oft den Anschein gewinnt, als wäre die weit vorwaltende Endfläche (001) mit zahllosen Subindividuen bedeckt. Die Fläche (001) kann aber nirgends, weder an Einzelkrystallen oder Zwillingen, noch in den Gruppen beobachtet werden, so dass eigentlich nur einfache Individuen mit oscillatorischer Wiederholung aller Flächen vorliegen können, die man anderseits, wenn man von der ringsum geschlossenen einfachen Randpartie absieht, doch wieder als Krystallstöcke betrachten kann.

Weit vorwaltend sind die Zwillinge nach dem Gesetze: Zwillingsebene die (111), welches Miller (a. a. O.) beobachtete. Irgend eine Regel bezüglich des örtlichen Auftretens auf den das Gerippe bildenden staffelförmigen Gruppen lässt sich nicht erkennen, es erscheinen höchstens hie und da mehrere auf einer +Kante nebeneinander, sonst sind sie aber vorwiegend an den dünnen Rändern und an den Enden der Stöcke aufgewachsen, aber immer so, dass jener Theil des Zwillings, wo der einspringende Winkel zwischen $(\bar{1}11)$ I und $(\bar{1}\bar{1}1)$ II liegt (der übrigens hier niemals beobachtet wurde), nach auswärts ragt.

Gewöhnlich haben die Zwillinge eine flach keilförmige Gestalt, eine Grösse von Zehntelmillimeter bis zu einer Maximallänge von 8 Millimeter, ebensolcher Breite von 4 Millimeter und von 1 Millimeter Dicke; die längsten sind aber nicht gleichzeitig auch die breitesten, sondern wechseln die Dimensionen untereinander in den verschiedenen Individuen sehr stark.

Die Flächenbeschaffenheit ist im Allgemeinen eine mangelhafte, doch lassen sich, dank dem Březina'schen Goniometer, recht befriedigende Messungsresultate erzielen. Von mehreren gemessenen Individuen führe ich das Ergebniss von einem an, welches am geeignetsten erscheint, die Eigenthümlichkeiten im Baue zum Ausdrucke zu bringen.

Die betreffenden Werthe sind unter *A* gegeben, unter *B* erscheinen solche von Messungen an einem Zwilling, der aus einem sehr reichen Material stammt, welches ich der Güte des Herrn Professors Ulrich in Hannover verdanke. Es ist dieses durch Reduction einer Zinnchlorürlösung (durch Eisen?) in der Harburger Fabrik erhalten worden und komme ich auf dasselbe noch zurück.

	A		*B*	von Miller berechnet
(111) I : (331) I	29° 18′	61° 26′	—	29° 57′ 30″
(331) I : $(\bar{1}10)$ I	32° 8′		—	31° 26′
(111) I : (110) I	—		61° 48′	61° 23′ 30″
$(\bar{1}10)$ I : (331) II	27° 40′	57° 57′	—	27° 15′ 30″
$(33\bar{1})$ II : (110) II	30° 17′		—	29° 57′ 30″
$(\bar{1}10)$ I : (110) II	—		56° 38′	57° 30′
(110) II : (331) II	31° 50′		—	31° 26′
(331) II : (111) II	28° 58′		—	29° 57′ 30″
(110) II : (111) II	—		61° 30′	61° 23′ 30″
$(\bar{1}11)$ I : $(1\bar{1}1)$ II	—		61° 32′	61° 23′ 30″
$(1\bar{1}1)$ I : $(1\bar{1}0)$ I II	—		57° 11′	57° 13′
$(\bar{1}11)$ I : $(\bar{1}10)$ I II	—		61° 52′	61° 23′ 30″

Die angeführten Resultate genügen wohl hinlänglich, die Uebereinstimmung der Formen der aus dem Schmelzflusse hervorgegangenen Zwillinge mit jenen durch Reduction aus Lösungen erhaltenen vollkommen zu erweisen.

Die erhaltenen Winkelwerthe von *A* lehren aber auch eine andere, anderweitig schon öfter beobachtete Erscheinung.

Fig. *A.*

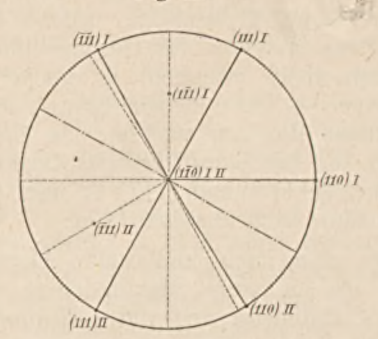
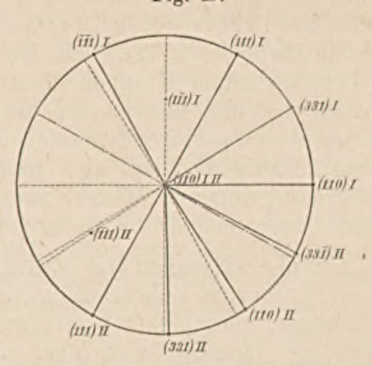


Fig. *B.*



Wie aus der hier gegebenen sphärischen Projection ersichtlich ist (*A* Zwilling aus dem Schmelzflusse, *B* durch Reduction aus Lösung), fallen die Flächen $(11\bar{1})$ I und (110) II und ebenso $(\bar{1}00)$ I und (331) II sehr nahe zusammen. Es macht sich nun in allen an den Zwillingen aus dem Schmelzflusse beobachteten Fällen die Tendenz der Näherung der sehr ähnlich liegenden Flächen geltend. Geht man z. B. in dem hier gegebenen Zwilling von $(\bar{1}10)$ I aus, so ist die Winkelsumme zu (110) II = 57° 13′, jene zu $(11\bar{1})$ wäre = 61° 23′ 30″. Die Summe der gemessenen Winkel von $(\bar{1}10)$ I zu (110) II beträgt 57° 57′. Die Verschiebungen der Flächen (110) II sind aber in der Regel grösser, so ist in einem Falle die Winkelsumme = 58° 13′, in einem anderen gar 58° 56′, wobei der Winkel $(\bar{1}10)$ I : $(33\bar{1})$ II ziemlich gleich bleibt. Noch weit auffallender ist die Verschiebung in der Lage der (331) II bemerkbar. Die Winkelwerthe zwischen (111) II : (331) II, (331) II : (110) II sollen gleich sein 29° 57′ 30″ und 31° 26′. Jene von (111) II : $(00\bar{1})$ I 28° 36′ 30″, $(00\bar{1})$ I : (110) II 32° 47′. Thatsächlich wurde der Winkelwerth (110) II : (331) II niemals unter 31° 50′, jener von (331) II : (111) II im gegebenen Falle zu 28° 58′, nie unter 28° 40′ gefunden. Die Lage der (331) II wird aber jener von $(00\bar{1})$ I noch mehr genähert, weil ja schon (110) II stets etwas gegen $(11\bar{1})$ I gerückt erscheint. Dieser Umstand ist um so auffallender, da (001) niemals auch nur in Spuren in irgend einer Combination wahrgenommen wurde.

Bei den Zwillingen, die durch Reduction aus Lösungen erhalten wurden, konnte ich wenigstens eine Ausnahme von obiger Regel constatiren, im hier gegebenen Falle ist die (110) II der $(11\bar{1})$ I nicht nur nicht genähert, sondern der Winkel $(\bar{1}10)$ I : (110) II sogar um 35′ kleiner als der theoretische. Hier geht aber zwischen $(\bar{1}10)$ I und (110) II die Zwillingsgrenze durch und in deren Nähe entsprechen die Werthe allemal den theoretischen am besten.

Wie schon erwähnt, haben die Zwillinge aus dem Schmelzflusse eine flach keilförmige Gestalt, die in der Regel viel deutlicher hervortritt, als in der Figur 8. Der Theil gegen die Anwachsstelle (links in der Figur) wird in seinen oberen Partien noch wesentlich gedrückt durch eine oftmalige Einschaltung von $(\bar{1}\bar{1}1)$, welche mit einer jedesmaligen Erniedrigung der obersten Kantenlie verbunden ist. Eine nur

manchmal auffallendere Aenderung des Habitus entsteht durch eine bedeutendere Entwicklung von (1̄11) II.

Die Flächenbeschaffenheit bei den Zwillingen aus dem Schmelzflusse sowohl, als auch bei jenen aus Lösungen durch Reduction erhaltenen sind ziemlich ähnlich. Der unter *B* in sphärischer Projection gegebene Krystall der letzteren Art ist in Figur 9 perspectivisch dargestellt. Auf sämmtlichen Pyramiden 111 ist die oscillatorische Wiederholung derselben die Regel. Meist treten diese in messbaren Dimensionen auf, wie dies auf (111) I in Figur 8 dargestellt ist. (Auf den übrigen Pyramiden 111 ist diese Complication weggelassen worden, um den Gesammthabitus besser zum Ausdrucke zu bringen.) Seltener bilden sie eine „Streifung", die aber schon mit der Loupe auflösbar wird.

Auf den Pyramiden 331 machen sich vielfach rinnenartige Vertiefungen geltend, die wenigstens öfter den Eindruck machen, als liefen sie einer Fläche 111 parallel, sie sind aber zu wenig scharf, um hierüber Bestimmtes ermitteln zu können. Auch parallel den Schnittlinien mit ihren benachbarten Flächen sind sie oft gestreift, was gewiss einer oscillatorischen Wiederholung der 331 entspricht.

Am bemerkenswerthesten ist die Beschaffenheit der Prismenflächen 110. Es wurde schon wiederholt hervorgehoben, dass sie an frei ausgebildeten Einzelindividuen und bei solchen zu Gruppen vereinigten fast gar nicht vorkommen. Dementsprechend erscheinen sie auch hier nur sehr mangelhaft entwickelt. In der Regel ist die (110) I II nur in einer sehr schmalen Randzone entwickelt, von welcher aus Rippen durch den übrigen Theil (Fig. 9) oder zahnartige Fortsätze (Fig. 8) in diesen ragen. Weitaus der grösste Theil ist vertieft, meist unregelmässig, nie spiegelnd. Nur ganz ausnahmsweise erscheint innerhalb der Randzone eine traubige Erhöhung der Fläche. In seltenen Fällen fehlt (11̄0) nahezu ganz und stossen (11̄1) I und (111) II in einer Kante zusammen. Besonders auffallend sind die dickeren Zwillinge (Fig. 9), in denen die oberen Pyramiden I in zwei oder mehreren Reihen nebeneinander auftreten. Die (110) I und (110) II sind dann nur in einer sehr schmalen Randzone, anschliessend an die Pyramidenflächen in gleicher Breite ausgebildet, im Uebrigen auf ein Drittel bis ein Viertel reducirt. Erst, wo beim Individuum II wieder die Pyramiden ansetzen, tritt die Verbreiterung ein. Ja, bei den Zwillingen *B* fehlt die (110) sehr häufig ganz, indem die 111 stark entwickelt sind und einen grossen einspringenden Winkel bilden.

Sämmtliche Flächen der Zwillinge *A* tragen öfter kleine Tröpfchen, beide Arten aber häufig runde Vertiefungen, die offenbar von anhaftenden Gasblasen während des Wachsthums herrühren, namentlich bei *B* sind sie auf den langgezogenen Pyramidenflächen oft in ganzen Reihen hintereinander zu sehen. Wenn man solche Zwillinge abfeilt, so sieht man, dass sie auch in ihrem Inneren derlei verhältnissmässig sehr grosse kugelförmige Hohlräume besitzen, die bei dem hohen specifischen Gewichte des Zinnes auch einem bedeutenden absoluten Gewichtsverluste entsprechen müssen, es kann demnach nicht Wunder nehmen, wenn die Bestimmungen des specifischen Gewichtes so sehr schwanken. (Miller 7·178, Rammelsberg ältere Angabe 7·166, neuere 6·969, Trechmann 7·136, Pohl 7·196.)

Selten erscheinen die Zwillinge einzeln, öfter noch die *A*. Bei *A* sind häufig zwei bei theilweisem Ineinandergreifen so verwachsen, dass z. B. (111) des einen Zwillings gleichzeitig mit (110) des zweiten spiegelt. Bei *B* ist häufig (111) I und (111) II sehr vorwaltend ausgebildet, so dass solche Zwillinge 4—5 Centimeter lang werden, bei einer Breite von kaum 2 Millimeter und 1 Millimeter Dicke und selbst da sieht man öfter zwei parallel aufeinander verwachsen, wovon der eine die doppelte Breite des anderen besitzt. Am häufigsten ist die Verwachsung bei *B* wie sie in Figur 9 dargestellt ist, aus der Vertieften (110) I wächst ein zweiter Zwilling heraus, was sich namentlich bei jenen, die stark einspringende Winkel besitzen, fünfzig- und mehrmal wiederholt. Neben dieser losen Verwachsung, wo gewissermassen jeder nächstfolgende, für sich selbstständig entwickelte Zwilling den vorhergehenden nur als Fusspunkt benützt, kommt auch die feste vor, die in einer fortschreitenden oscillatorischen Wiederholung der Flächen besteht. Mit dieser Darstellung sind aber nur die häufigst wiederkehrenden Erscheinungen berührt — namentlich die aus Lösungen durch Reduction erhaltenen Krystalle bieten eine ausserordentlich reiche Reihe von Verzerrungen und Ausbildungserscheinungen. Da aber dieses Material leicht zugänglich und wohl auch thatsächlich weit verbreitet ist, so kann umsomehr von weiteren Mittheilungen hierüber, abgesehen werden.

Auf Grundlage der bisherigen Beobachtungen lassen sich über die allotropen Modificationen des Zinnes mehrfache Schlüsse ziehen. Krystallographisch sichergestellt ist erstens die tetragonale Modification, sie wird immer [1]) erhalten bei der Reduction des Zinnes aus Lösungen von Zinnchlorür. Ebenso entsteht sie bei der Abkühlung des geschmolzenen Zinns bei gewöhnlicher mittlerer Zimmertemperatur, wenigstens erschien sie in zwei ganz unabhängigen Fällen unter ziemlich verschiedenen Bedingungen, allein vollständig sicher nachgewiesen. Es frägt sich, ob nicht jene prismatischen Formen Brooke's, welche aus dem Schmelzflusse stammten, von Miller untersucht wurden und eine Uebereinstimmung mit den tetragonalen Krystallen ergaben, reines Zinn waren? Es kann dies heute kaum mehr bezweifelt werden [2]), nur ist ein Umstand hervorzuheben; alle von mir beobachteten tetragonalen Krystalle zeigen eine entschiedene Abneigung gegen die Bildung von 110. Dieses allein berechtigt wohl durchaus nicht, die Möglichkeit der Bildung von Krystallen mit diesem weit vorwaltenden Prisma in Zweifel zu ziehen, und wäre abzuwarten, ob nicht unter anderen Krystallisationsbedingungen der Substanz die ihr sonst nicht geläufige Form aufgezwungen werden kann.

Unzweifelhaft gehören die von Stolba [3]) erhaltenen und kurz beschriebenen Gebilde ebenfalls hieher; nach dem, was er über seine

---

[1]) Die Vermuthung Frankenheim's, es seien diese Formen tesseral, bedarf wohl keiner weiteren Widerlegung mehr.

[2]) a. a. O. Phil. Mag., S. 264.

[3]) „Beobachtungen über die Krystallisation einiger Metalle." Journal f. prakt. Chem., Bd. 96, 1865, S. 178—184. Aus „Lotos" 1863 vom Verf. mitgetheilt. Darin über Zinn S. 181—182. Wie man durch galvaniche Ausfüllung leicht Zinnkrystalle erhalten kann, gab er später an „Schöne Zinnkrystalle". Ber. der königl. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. 1873, S. 333—334.

erhaltenen Krystallisationsproducte sagt, ist nun leicht zu entnehmen, dass er namentlich die hier als „fast frei ausgebildete Krystalle" beschriebenen Gebilde mehrfach erhielt. Er erwähnt auch (a. a. O., S. 181) ganz verkrümmter Krystalle, an denen die Flächen bogenförmig erscheinen; solche habe ich unter meinem Materiale nicht gesehen. Stolba's Beobachtung ist deshalb wichtig, weil er seine Versuche oftmals wiederholt und immer dieselben Gebilde, d. h. tetragonales Zinn erhalten hat [1]).

Nachdem also mit voller Sicherheit nachgewiesen wurde, dass das Zinn wenigstens in jenen Fällen, wo deutliche bestimmbare Krystalle gebildet wurden, sich in tetragonaler Form ausbildet, drängt sich unwillkürlich die Frage auf, ob denn das Zinn nicht allemale aus dem Schmelzflusse in der tetragonalen Form erstarre? Hiegegen sprechen zwei Momente: 1) das höhere specifische Gewicht des gewöhnlichen, geschmolzen gewesenen Zinnes und 2) die von Rammelsberg angeführte verschiedene Löslichkeit in Salzsäure. Obwohl es mir nicht einfällt, die Möglichkeit einer beim Erstarren sich bildenden, von der tetragonalen verschiedenen Modification zu leugnen, so müssen nach den gemachten Beobachtungen denn doch die oben angeführten zwei Momente auf ihr Gewicht geprüft werden. Schon die grossen Schwankungen in den gefundenen Werthen für das specifische Gewicht der tetragonalen Modification lehren, dass die Bestimmungen unsicher sind. Die Differenz zwischen Miller's Bestimmung und jener neuerlichen Rammelsberg's beträgt 0·209, zwischen letzterer und der Pohl'schen gar 0·227. Woher diese grossen Unterschiede hauptsächlich kommen, habe ich bereits oben gezeigt. Anderseits habe ich mich aber wieder von der alle anderen Krystallisationsproducte überragenden Homogenität des Pohl'schen Materiales überzeugt und für mich gilt diese Bestimmung als die der Wahrheit am nächsten kommende, obwohl auch sie vielleicht noch, in Folge der sehr grossen Oberfläche im Verhältniss zur Masse und der damit unvermeidlich verbundenen Fehlerquellen, etwas zu niedrig ist. Die niedrigste Bestimmung für zuvor geschmolzen gewesenes Zinn stammt von Rammelsberg mit 7·2795 (respective 7·243 [siehe oben]), also beträgt die Differenz gegen die Pohl'sche am tetragonalen Zinn nur 0·0835 (respective nur 0·047). Das ist ein Unterschied, der gegen die Differenzen der Befunde innerhalb der tetragonalen Modification schon sehr unbedeutend ist und mit Berücksichtigung des vorerwähnten Oberflächenverhältnisses vielleicht überhaupt ganz unberücksichtigt bleiben darf, so dass thatsächlich das aus dem Schmelzflusse in dichter krystallinischer Form erstarrende Zinn ausnahmlos der tetragonalen Modification angehört.

Haben die durch den elektrischen Strom ausgeschiedenen Krystalle schon an sich eine grössere Oberfläche als Bruchstücke der krystallinisch erstarrten Masse, so wird erstere durch die oft schon mit freiem Auge ganz deutlich sichtbaren massenhaften Gasporen unter Umständen ganz enorm vermehrt, und hauptsächlich auf diese Verhältnisse möchte

[1]) Stolba's Beobachtungen blieben von Rammelsberg (a. a. O. 1881) unberücksichtigt, sie werden gar nicht erwähnt, hingegen geschieht dieses bezüglich einer Beobachtung von Pajot über aus dem Schmelzflusse stammender Krystalle. Citat ist keines gegeben, ich habe diese Angabe nicht gefunden.

ich die grossen Löslichkeitsunterschiede, welche Rammelsberg angibt, zurückführen. Ich habe mit Bedacht „hauptsächlich" gesagt, weil ich gewisse Beobachtungen in Erinnerung bringen und daran eine Bemerkung knüpfen möchte. Schon bei der Beschreibung des Materiales des rhombischen Zinnes habe ich angeführt, dass das Aussehen, respective die Farbe der Krystalle, eine mehrfach verschiedene ist. Inzwischen verdanke ich der Freundlichkeit Herrn Trechmann's eine Probe seines Materiales und kann nun ergänzend hinzufügen, dass die Farbe der Krystalle von einem tiefen Bleigrau bis zum hellen Zinnweiss schwankt, stets bei intensivem Metallglanze. Ganz analog verhält sich die tetragonale Modification; auch hier tritt neben Zinnweiss Bleigrau auf, nur umgekehrt, denn während bei der rhombischen Bleigrau vorherrscht, kommt diese Färbung hier selten vor. In allen Fällen kann die Oberfläche für unsere Beobachtungsmittel als gleichartig bezeichnet werden und ist die Ursache der verschiedenen Färbung durch die Beobachtung nicht aufzuklären. Die Färbungsunterschiede innerhalb einer und derselben Modification bleiben auch dann noch bemerkbar, wenn man mit Lösungsmitteln die oberen Schichten immer wieder beseitigt, wenn sie auch lange nicht mehr so deutlich hervortreten wie an den ursprünglichen Gebilden, weil ja die zinnweisse Farbe bald verloren geht. Die vermeintlich durch Oberflächenbeschaffenheit hervorgerufenen Farbenunterschiede müssen also durch andere Umstände bewirkt werden, die zu ergründen mir nicht gelang, und diese derzeit unbekannten Umstände mögen auch auf die Löslichkeitsverhältnisse nicht ohne Einfluss bleiben, wofür ich positive Beweise allerdings nicht erbringen kann. Dieser Beweis ist übrigens für mich gar nicht nöthig, weil meiner subjectiven Anschauung nach die ersterwähnte Beschaffenheit zur Erklärung der Verschiedenheit der Löslichkeit ausreicht.

Krystallographisch sichergestellt ist zweitens die rhombische Modification. Ihre Entstehung wird wahrscheinlich durch sehr langsame Abkühlung unter den Schmelzpunkt des Zinnes ermöglicht, wenigstens weisen die Umstände, unter welchen ihr Auftreten bisher beobachtet wurde, auf diese Annahme hin.

Durch die sonstigen physikalischen Eigenschaften ist auch die „graue Modification" fixirt; sie ist bisher nur krystallinisch erhalten worden.

Was endlich die vierte Modification „zuvor geschmolzenes Zinn" anbelangt, so halte ich deren Existenz insolange für fraglich, bis nicht andere Kriterien für ihre Selbstständigkeit gefunden worden sind als die oben angeführten Unterschiede im specifischen Gewicht und der Löslichkeit. Demnach wären anzunehmen als sichergestellt:

1. Graues Zinn, specifisches Gewicht 5·781—5·809 Schertel.
2. Rhombisches Zinn, specifisches Gewicht 6·52—6·56 Trechmann.
3. Tetragonales Zinn, specifisches Gewicht 7·196 Pohl (wahrscheinlich höher).

Als fraglich:

Zuvor geschmolzenes Zinn, specifisches Gewicht 7·2795 Rammelsberg.

---

34. Band. 1884. JAHRBUCH III. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Ueber einige Säugethierreste von Göriach bei Turnau (Bruck a|M. Nord) in Steiermark.

Von **Franz Toula**.

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. VIII).

Seit meiner letzten Mittheilung über mehrere neue Wirbelthierreste aus der Braunkohle von Göriach (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1882, Nr. 14, S. 274—279) sind durch die freundliche Vermittlung derselben Herren (Director Kauer und Professor Rick) weitere Reste von Säugethieren in den Besitz der geologischen Sammlungen der k. k. technischen Hochschule gelangt, welche wohl verdienen, besprochen zu werden. Ausser einer grösseren Anzahl von Zähnen eines an *Dicroceros fallax* anschliessenden Hirsches und mehreren Backenzähnen von *Amphicyon* liegen noch die beiden Unterkiefer und Reste des Oberkiefers eines in die Familie der Marder gehörigen Räubers vor, der in der Grösse den Steinmarder nur sehr wenig übertroffen haben dürfte und ein nicht uninteressantes Gegenstück zu der von Prof. R. Hoernes beschriebenen Katze von Turnau (*Felis Turnauensis R. Hoernes*. — Jahrb. 1882, S. 154 ff.) bildet. Dieser Rest soll als *Cynodictis* (*Elocyon?*) *Göriachensis n. form.* besprochen werden. Ausserdem liegt aber auch noch je ein Zahn von *Palaeotherium medium* (?) und von *Hyaemoschus crassus* (?), sowie ein Milchzahn von *Dicroceros spec.* vor.

Der Zahn von *Palaeotherium*, das, wie ich glaube, erste Fundstück von dieser obereocänen Gattung in Oesterreich, würde ebenso wie auch das eine oder andere Stück auf ein etwas höheres Alter der Kohle von Göriach sprechen, als bisher angenommen wurde, oder aber dafür, dass echte Palaeotherien auch während der auf die Etage der Sande von Fontainebleau folgenden Ablagerungen noch fortlebten.

Literatur über die Säugethiere von Göriach bei Turnau.

1. 1847. Hermann v. Meyer: Schreiben an Bronn. Neues Jahrbuch, S. 190.
2. 1856. Hermann v. Meyer: Palaeontographica, VI. Bd., S. 50—55, Taf VIII.
3. 1864. D. Stur: Ueber die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. Jahrb. 1864, S. 218—252. Enth. auf S. 219 die Darstellung der geol. Verhältnisse des Beckens von Turnau-Aflenz: Schieferthone, Mergel und Sandsteine, mit der Kohle, überlagert von groben Conglomeraten. Verhandl. desselben Jahres, S. 7. M. vergl. auch Stur: Jahrb. 1867, S. 84, wonach die Kohlen von Aflenz-Turnau älter als das Leitha-Conglomerat.

4. 1869. Karl F. Peters: Kenntn. der Wirbelthiere aus den Miocänschichten von Eibiswald. III. Denkschriften. XXX. Bd., S. 21 (49). Das Vorkommen von *Anchitherium aurelianense Cuv.* in der Kohle von Turnau wird angeführt.
5. 1870. D. Stur: Geologie der Steiermark. S. 581. — Vork. von *Anchitherium aurelianense Cuv.*, *Hyaemoschus aurelianensis Lart.* (*Dorcath.*), *Chalicomys Jaegeri H. v. Meyer.*
6. 1881. R. Hoernes: Vorkommen von fünf Säugethierarten in der Kohle von Turnau (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., Nr. 18).
7. 1882. R. Hoernes: Säugethierreste aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau in Steiermark. Jahrb. 1882, S. 153—164, mit 2 Tafeln. — 1. *Felis Turnauensis*. 2. *Rhinoceros aff. austriacus*. 3. *Dicroceros fallax*. 4. *Hyotherium Sömmeringi*. 5. *Chalicomys Jaegeri* (?). 6. *Mastodon angustidens* (?).
8. 1882. Franz Toula: Einige neue Säugethierreste aus der Braunkohle von Göriach bei Turnau. Zwei muntjacartige Hirsche (*Dicroceros*).

1. *Cynodictis (Elocyon?) Göriachensis n. spec.*

(Fig. 1—10.)

Beide Kieferhälften liegen nebeneinander (Fig. 1) in der Kohle eingebettet und sind von beiden Seiten, von aussen und innen, auf der leider sehr brüchigen Kohle abgeformt. Leider ist die Hoffnung, dieselben zu erhalten, gering, da die Kohle nur zu rasch zerfällt. Die Zähne des Unterkiefers wurden, soweit sie noch vorhanden, sorgfältig freigemacht und für sich aufbewahrt, von den Abdrücken aber, so gut es gehen wollte, Abformungen aus Kitt und Guttapercha hergestellt.

Dieselben lassen erkennen, dass ausser dem kräftigen Canin vier Lückenzähne vorhanden waren, dann folgt der kräftige Reisszahn und hinter diesem scheint noch ein Molar vorhanden gewesen zu sein.

Die Gesammtlänge der auf den Abdrücken des rechten Unterkiefers in ihrer natürlichen Anordnung und Stellung ersichtlichen Zahnreihe von der Basis des Eckzahnes bis zum Hinterrande des Reisszahnes beträgt 34·2 Millimeter.

Bei *Mustela foina* misst dasselbe Stück etwa 33 Millimeter, bei *Mustela zybellina* aber 36 Millimeter, fast gleiche Grösse dieses Stückes zeigt *Viverra indica* bei Blainville. Gatt. *Viverra* Taf. XII.

Der Eckzahn ist 10 Millimeter lang und misst an der Kronenbasis (Innenseite) 4 Millimeter im Durchmesser. Er zeigt an der Aussenseite eine nahe der Spitze beginnende, gegen die Basis herabziehende Längsrinne.

Der erste Prämolar ist klein (2 Millimeter lang, 1·5 Millimeter hoch).

Der zweite Prämolar misst 5 Millimeter in der Länge, bei 3 Millimeter Höhe über dem Wurzelhalse.

Der dritte Prämolar 5·5 Millimeter bei 3·8 Millimeter Höhe.

Der vierte Prämolar 6·8 Millimeter bei 4·8 Millimeter Höhe.

Der Reisszahn 10·3 Millimeter Länge bei 6 Millimeter grösster Höhe.

Der Höckerzahn des Unterkiefers ist leider nicht erhalten geblieben.

Von den erwähnten Zähnen sind die vorderen Prämolaren nur in ihren Abdrücken zu erkennen.

Thatsächlich erhalten sind von der rechten Unterkieferhälfte der Reisszahn und die zunächst stehenden beiden Prämolaren (p. m. 4 u. p. m. 3), von der linken Unterkieferhälfte dagegen nur der Reisszahn und der vierte Prämolar. Ausserdem ein Eckzahn (mit abgebrochener Spitze)

Unter den lebenden Viverren sind natürlich wieder die Gattungen und Arten mit vier Lückenzähnen im Unterkiefer diejenigen, die zunächst in Betracht kommen müssten (z. B. *Viverra indica* [*zibetha*] und *V. genetta*, *Bassaris astua*, *Paradoxurus sp.*, *Cynogale sp.* etc.).

Ausserdem liegen von der Zahnreihe des rechten Oberkiefers vor. der Fleisch- oder Reisszahn, sowie zwei Höckerzähne (m_1 und m_2).

Schon aus der Thatsache, dass zwei Molaren im Oberkiefer auftreten, lässt sich schliessen, dass der vorliegende marderartige Räuber nicht zu den eigentlichen Mardern (*Mustela*) gehört, sondern zur Familie der Viverren oder Zibethkatzen gezählt werden muss, und zwar zu jener Gruppe, bei welcher vier Lückenzähne auftreten und welche dadurch einerseits an die Gattung *Mustela*, andererseits aber an die aberranten Formen des Hundes, z. B. *Canis primaevus Hods.* oder *Speothos pacivorus Lund.* erinnert. Letztere Formen unterscheiden sich vor Allem durch die weit ansehnlichere Grösse.

Betrachten wir nun die Form der Zähne, so ergibt sich Folgendes:

1. Unterkiefer-Zähne. Der Eckzahn (Fig. 2) ist kräftig, ganz vom Bau wie etwa bei *Mustela foina* und nur wenig grösser. An der Aussenseite zieht sich, wie erwähnt, eine wohlausgeprägte Furche von der Spitze zur Kronenbasis hinab.

Der erste kleine Prämolar ist nur im Abdruck erkennbar. Er war wohl nur wenig stärker entwickelt wie etwa bei *Mustela foina.*

Der zweite (zweiwurzelige) Prämolar zeigt schon im Abdruck den steileren vorderen und den längeren, weniger steilen, nach rückwärts gekehrten Kammverlauf. Der basale Schmelzkragen zeigt nach rückwärts ein Höckerchen.

Der dritte Prämolar (Fig. 4—6) besitzt einen ganz ähnlichen Bau, nur entwickelt sich bereits rückwärts ein deutlicher Nebenzacken.

Am vierten Prämolar (Fig. 3—6) ist der Nebenzacken kräftig entwickelt und durch eine tiefe Einkerbung von dem Hauptzacken geschieden, während auch vorne ein deutliches Höckerchen von dem Schmelzkragen aufragt.

Der Unterkiefer-Fleischzahn (Fig. 3—6) stimmt in seiner Form auf das vollkommenste mit jenem von *Mustela foina* überein, nur erscheint er sowie auch die Zahnkronen der Prämolaren scharfkantiger.

2. Die Oberkieferzähne (Fig. 7).

Wie erwähnt, liegen nur drei Zähnchen aus dem rechten Oberkiefer vor: der Fleischzahn und die zwei Molaren.

Der Fleischzahn (Fig. 8) misst 9·5 Millimeter in der Länge bei 6·5 Millimeter grösster Höhe. (Beim Steinmarder misst der Zahn 8 Millimeter in der Länge, bei 4·5 Millimeter grösster Höhe.) Der Innenhöcker ist leider abgebrochen, nach einem vorliegenden Bruchstücke zu schliessen, dürfte er sehr kräftig entwickelt gewesen sein. Der vordere Zacken der Krone ist der kräftigere. Vom ersten Kauzahn (Fig. 9) liegt nur die äussere Hälfte vor und fehlt der Innenrand. Die Länge beträgt 8·2 Millimeter, während sie beim Steinmarder nur 3·5 Millimeter beträgt. Der Zahn ist mit dem kräftigen Basalwulst umgeben. Von den beiden äusseren pyramidalen Höckern ist der vordere der stärkere, zwei kräftige Kanten laufen eine nach rückwärts, die zweite nach einwärts. Der hintere stumpfe Höcker zeigt nur eine

kräftigere rückwärtige Kante. Der innere vordere Höcker ist dreikantig pyramidal und kräftiger als der zweite äussere Höcker. Zwischen den drei Höckern liegt eine tiefe Grube. Nach rückwärts erhebt sich, dem äusseren zweiten Höcker gegenüber, ein vierter niedriger Höcker, ganz ähnlich so wie an dem Fleischzahn („Querzahn") von *Mustela* (?) *Gamlitzensis*, welche Form ich durch gütige Vermittlung des Herrn Dr. Teller in Vergleich bringen kann. Auf der beifolgenden Tafel sind der „Querzahn" und der kleine Höckerzahn (Fig. 11 *a*, *b*, *c*) zur Darstellung gebracht. Bei der Turnauer Form ist dieser Zahn übrigens noch kräftiger als bei der Form von Gamlitz. Von dem Querzahne von *M. Gamlitzensis* ist nur die innere Hälfte mit den beiden inneren Höckern der äusseren Hälfte erhalten. Die Dimensionen dieses Zahnes sind ganz beträchtlich; sie übertreffen um ein immerhin Bedeutendes die Grösse des gleichen Zahnes von *Gulo luscus* bei Blainville und fallen durch den geschwungenen Verlauf des wulstigen Innenrandes auf.

Beim Vergleiche unseres Restes mit den Formen mit zwei Mahlzähnen ergibt sich, dass nur ganz wenig von dem vorliegenden Zahne, und zwar nur der Innenrand, fehlen dürfte. Ein näherer Vergleich mit *Mustela Gamlitzensis H. v. M.* ist somit ausgeschlossen.

Der zweite Molar (Fig. 10) ist dasjenige Stück, welches bei der Bestimmung die grösste Schwierigkeit bereitete, es unterscheidet unseren Rest eben auf das Bestimmteste von den sonst verwandten Formen. Das Zähnchen hat 3·5 Millimeter Länge bei einer Breite von 6·3 Millimeter. Es ist ringsum von einem Schmelzwulst umgeben, über den sich, etwas nach einwärts gerückt, ein etwas stärkerer vorderer und ein zweiter, noch weniger hoher hinterer Höcker erheben. Der innere Rand ist etwas bogig kammartig erhöht und ganz leicht gekerbt. Ein zweiter, seine Concavität nach aussen kehrender bogiger Kamm erhebt sich, parallel dem Innenrande, gleichfalls nur wenig über die Zahnfläche. Beide diese Schmelzkämme erheben sich in der Mitte des Bogens zu einem nur ganz wenig vorragenden stumpfen Höcker.

Unter allen Formen von ähnlicher Grösse, welche ich theils in natura (vor Allem bin ich für Ueberlassung von Vergleichsmaterial meinem hochverehrten Collegen Herrn Professor Dr. Andr. Kornhuber, sowie Herrn Custos von Pelzeln zu Dank verpflichtet), theils in Abbildungen vergleichen konnte, wurde mir keine bekannt, welche einen ebenso charakteristischen, mit zwei inneren Schmelzbögen versehenen zweiten Mahlzahn besässe.

Analoge Schmelzbögen zeigen dagegen die Mahlzähne von *Amphicyon*, doch können dieselben ihrer sonstigen Beschaffenheit wegen selbstverständlich nicht in Vergleich gebracht werden.

Am meisten Aehnlichkeit haben unter den kleineren Formen die zur Gattung *Cynodon* vereinigten Arten, z. B. *Cynodon* (*Cynodictis*) *lacustre Gervais* (Zool. et Paléont. franç. S. 113, Taf. 25, Fig. 1, 2, und Taf. 26, Fig. 4), eine etwas grössere Form, welche von Bronn nach Pomel zu den Caniden gestellt wurde. Die von Gervais beschriebenen Formen stammen aus den Ligniten von La Débruge bei Apt.

Auf Taf. 26, Fig. 4 des citirten Werkes sind die Molaren des linken Oberkiefers dargestellt. Von diesen stimmt der erste Molar recht gut mit unserer Form überein. Der zweite dagegen ist verhältnissmässig

länger, also gedrungener und an beiden Seiten etwas ausgeschweift, während bei unserem Exemplar der Umriss fast genau elliptisch ist.

Auch der Reisszahn des Oberkiefers ist in Bezug auf seine Form abweichend gebaut und zeigt mehr Aehnlichkeit mit jenem der Viverren. Der Grösse nach würde diese Form zwischen *Cynodon lacustre* und *C. velaunum Gerv.* zu stehen kommen. Bei letzterer Form treten übrigens die Einkerbungen der Blätter der Lückenzähne ganz zurück.

Von den *Viverra*-Arten ist *Viverra* (*Cyotherium*) *Parisiensis Cuv.* schon durch die auffallend grosse Höhe des mittleren Höckers des Unterkiefer-Reisszahnes unterschieden.

Von *Viverra* (*Palaeomephites*) *Steinheimensis Lartet* gibt Fraas (W. Jahr. Hefte 1870, S. 168), der diese Form mit *Viverra Sansaniensis* identificirt (Gervais, Taf. 12, Fig. 1), die an der Aussenseite des Eckzahnes verlaufende Längsrinne an, welche wir auch an unserem Reste deutlich beobachten können. Von *Viverra Steinheimensis* liegen leider keine Mahlzähne vor. Auch sind die bekannten Zähne (vergl. l. c. Taf. IV, Fig. 17) bedeutend grösser als bei unserer Form. (Von der Eckzahnspitze bis zum Hinterrande des 3. Lückenzahnes misst der Rest von Steinheim 29 Millimeter, jener von Göriach nur 25 Millimeter. Die Länge des Unterkiefer-Reisszahnes beträgt bei jenem 12 Millimeter, bei *V. Göriachensis* nur 10·3 Millimeter.) Die Lückenzähne erscheinen bei beiden Formen gleich gebaut.

Quenstedt bringt in seiner Petrefactenkunde (4. Aufl. 1882) S. 46, Taf. II, Fig. 9, 10, 12 und 14 eine Reihe von *Viverra*-Formen aus den Bohnerzen aus Veringen bei Sigmaringen zur Darstellung, welche gleichfalls zum Vergleiche herbeigezogen werden müssen. Leider zeigen die meisten der betreffenden Reste ebenfalls nur Lückenzähne, sowie Reisszähne des Unterkiefers bei *Viverra ferrata Quenst.* (l. c. Fig. 9, 10.)

In dieser Beziehung besteht wieder, abgesehen von den Grössenverhältnissen, schöne Uebereinstimmung in der Form der Zähne, besonders in Bezug auf *Cynodon* (*Viverra*) *velaunum* (Fig. 14). Der Fig. 15 gegebene Oberkiefer-Fleischzahn stimmt im Grossen und Ganzen gut mit unserem Exemplare, derselbe wird in der Tafelerklärung mit dem gleichnamigen Zahne von *Lutra* verglichen. Drei Alveolen dahinter deuten auf einen breiten, gedrungenen Mahlzahn, der mit jenem unseres Exemplares im Umriss Aehnlichkeit gehabt haben dürfte.

Schliesslich sei auch der von Peters in seiner classischen Arbeit über Eibiswald (Denkschr. 1868, II., Taf. III, Fig. 8, 9) abgebildeten *Viverra miocaenica* Erwähnung gethan, einer Form, welche schon durch ihre weit bedeutendere Grösse nicht leicht in Vergleich gebracht werden kann. Dieselbe misst von der Spitze des Eckzahnes bis zum Hinterrande des vierten Lückenzahnes (M_1 nach Peters) des Unterkiefers 36 Millimeter.

Fassen wir die bisher beschriebenen Charaktere zusammen.

Die Eckzahnbeschaffenheit, sowie jene der Lückenzähne von *Viverra Steinheimensis Fraas.* (= *V. Sansaniensis Lartet*) sind recht ähnlich, doch muss wohl eine neue Artbezeichnung vorgenommen werden, da wir von *Viverra Steinheimensis* die Höckerzähne nicht kennen.

Uebereinstimmung besteht weiters in Bezug auf den Bau der vorderen Backenzähne des Unterkiefers (einschliesslich des Reisszahnes) mit den Viverren mit vier Lückenzähnen. Auch der Reisszahn des Oberkiefers hat noch bestimmt Viverren-Charakter, doch zeigt schon der breitere Innentalon — wenngleich der Höcker desselben an unserem Exemplare leider nicht erhalten ist — eine Annäherung an die Lutra-Charaktere. Der erste, sehr kräftig gebaute Oberkiefer-Mahlzahn dagegen zeigt bestimmt Anklänge an die Ausbildung bei gewissen Caniden, und zwar lässt *Cynodon* in dieser Beziehung viele Uebereinstimmung erkennen.

Ausschlaggebend ist jedoch der zweite Höckerzahn, welcher sich mit keiner der bisher besprochenen Arten in Uebereinstimmung bringen lässt.

Bei Durchsicht der so überaus wichtigen Arbeiten Filhol's in den „Annales des sciences géologiques" fand ich bei einigen etwas älteren Formen analog gebaute Mahlzähne des Oberkiefers.

Vor Allem wären die *Cynodictis*-Formen, wie sie sich in den Phosphoriten von Chaux finden, zum Vergleiche herbeizuziehen. Unter diesen ist wieder die nur wenig grössere Art *Cynodictis leptorhynchus* recht ähnlich (l. c. VII. Bd. S. 124 u. Fig. 73—78 und Fig. 81, 82, 83, 84, 103, 104). Der Reisszahn und der erste Höckerzahn des Oberkiefers stimmen auf das beste; der zweite (104) Höckerzahn (83) ist zum mindesten recht ähnlich. (Der Phosphorit von Chaux entspricht jedoch bekanntlich dem Niveau von Quercy, ist also viel älter, als bisher wenigstens für die Göriacher Kohle angenommen wurde.)

Weiters müssen — wie bereits angedeutet wurde — zum Vergleich herangezogen werden: *Amphicynodon palustre Aym. spec.* und *Cynodon velaunum.*

Filhol bildet von ersterer Art von Ronzon Stücke ab (l. c. XII. Bd. Taf. VIII, Fig. 25—29), welche wohl schöne Uebereinstimmung der Oberkiefer-Zähne, dagegen nur 3 Prämolare im Unterkiefer zeigen, somit nicht weiter in Betracht gezogen werden können.

Bei *Cynodon Velaunum* (Filhol l. c. XII. Bd., Taf. IX, Fig. 40, 41) von Ronzon ist, wie schon erwähnt, die Form der Prämolaren des Unterkiefers etwas abweichend, nämlich ohne Einkerbung des Zahnblattes. Reisszahn und erster Höckerzahn des Oberkiefers würden gut stimmen, dagegen ist die Kaufläche des zweiten Höckerzahnes des Oberkiefers etwas anders beschaffen.

Schliesslich ist noch das auf ganz unvollkommene Reste gegründete Genus *Elocyon* zu erwähnen. Filhol bildet die von Aymard gesammelten Reste (l. c. XIII. S. 40) auf Taf. XI, Fig. 62 u. 64 ab. Der Unterkiefer-Lückenzahn zeigt die schönste Uebereinstimmung. Der Höckerzahn aus dem Oberkiefer (Fig. 62) dagegen (er ist offenbar der zweite Höckerzahn, wie Filhol als wahrscheinlich hinstellt, und nicht der erste und einzige, wie Bronn Leth. 3. Bd. S. 1086 annimmt) zeigt zwei gekrümmte Kämme auf der Zahnfläche, welche in ziemlich gleichen Abständen von den Zahnrändern stehen, während bei unserem Exemplare, welches auch etwas kleiner ist, der äussere deutlich höckerige Kamm dem Aussenrande sehr angenähert ist. Auf jeden Fall ist aber die Ausbildung des Backenzahnes von *Elocyon martrides Aym.*

unter allen Resten am ähnlichsten mit unserem Reste von Göriach, so dass ich es als höchst wahrscheinlich aussprechen möchte, dass wir es dabei mit einer dem *Elocyon* aus der Etage von le Puy sehr nahestehenden Art zu thun haben. Freilich würde auch diese Uebereinstimmung immer noch auf ein höheres Alter der Göriacher Kohle deuten, als bisher angenommen wurde.

Soviel steht auf jeden Fall fest, dass wir es hiebei mit einer der interessanten Zwischenformen zwischen Viverren und Caniden zu thun haben.

2. *Amphicyon spec.* ähnlich dem *Amphicyon intermedius v. Meyer.*

Taf. VIII, Fig. 12, 13, 14.

Es liegen mir drei von einem Individuum stammende Zähne vor. Ihr Erhaltungszustand lässt wohl Einiges zu wünschen übrig, doch ist es mit ziemlicher Sicherheit möglich, ihre Stellung zu bestimmen. Die Zähne stammen aus dem rechten Unterkieferaste.

Der eine ist als erster Molar, der zweite als der Reisszahn, das Bruchstück des dritten aller Wahrscheinlichkeit nach als vom vierten Prämolar stammend zu betrachten.

Vom vierten Prämolar liegt nur ein Bruchstück der dreieckigen Spitze vor, das die scharf schneidigen, von der Spitze abziehenden Ränder deutlichst zeigt. An der Aussenseite lässt er eine Ankaufläche erkennen.

Vom Reisszahn liegt die hintere Hälfte wohlerhalten vor. Man erkennt den Schmelzkranz an der Basis der Aussenseite, eine zarte wellige Streifung der Schmelzoberfläche der Aussenseite (ähnlich jener an den Zähnen von *Elotherium Mortoni Leidy* und bei *Hyaenodon horridus Leidy*). Von den Höckern ist der hintere äussere mit seinen beiden scharfen Rändern, sowie der gegenüberstehende kleine Innenhöcker erhalten. Ausserdem nur noch der hohe Innenhöcker, während die Hauptspitze nur aus dem Abdrucke der Kohle reconstruirt werden kann. Der vordere Zacken ist nicht erhalten.

Der erste Molar ist fast vollständig erhalten. Er zeigt wieder deutlich den äusseren Schmelzkranz und die bezeichnete Oberflächenbeschaffenheit. An der Aussenseite stehen zwei stumpfe Höcker mit stumpfen Schneiden, welche von den Spitzen gegen den Kronenrand hinabziehen. An der Innenseite steht ein mit dem äusseren ganz ähnlicher Zacken diesem gegenüber. An den einander gegenüberstehenden Zacken ziehen Kanten gegen die Mitte des Zahnes, so dass die beiden vorderen Höcker dreiseitig pyramidal erscheinen. Die nach aussen gekehrte Seite der äusseren, sowie die nach innen gekehrte Seite der inneren Pyramidenfläche lassen nur noch je eine ganz stumpfe Kante erkennen. Der Bau des ersten Mahlzahnes stimmt bis auf die Grösse auf das vollkommenste überein mit jenem beim Wolf (*Canis lupus L.*). Bei dem grössten uns vorliegenden Wolfsschädel misst die Länge dieses Zahnes 12 Millimeter, während sie bei unserem Exemplare von *Amphi-*

cyon über 20 Millimeter beträgt. Die grösste Breite beträgt beim Wolf 9 Millimeter, bei dem vorliegenden Zahne aber 14 Millimeter.

Alle drei Zähne zeigen an der Aussenseite Ankauflächen. Die beiden einander zugekehrten Seiten der grossen Backenzähne lassen überdies an den Berührungsflächen spiegelnde Flächen erkennen, ähnlich jenen an den Seiten der Pferde- und Paläotherienzähne.

Vergleiche ich die mir bekannt gewordenen Formen von *Amphicyon*, so ist *Amphicyon intermedius* von Eibiswald (Peters XXIX. Bd. d. Sitzungsber. Taf. III, Fig. 1—4) um ein Beträchtliches grösser, doch stimmt der Bau des Reisszahnes nach Allem sehr gut mit unserem Reste.

In der Bildung des Reisszahnes, besonders durch die starke Ausbildung der inneren Spitze desselben bedingt, besteht ein Unterschied zwischen *Amphicyon intermedius* von Eibiswald im Vergleich mit den Abbildungen bei Blainville (Carnassiers, Taf. XIV, links oben) von einem Exemplare von ganz ähnlicher Grösse — (Bronn bildet in der Lethaea Taf. LXI, Fig. 2, diesen Rest als *Amphicyon Laurillardi Pom.* ab und bezeichnet ihn als synonym mit *Pseudocyon Sansaniensis Lart.*) — sowie bei Gervais, Zool. et Paléont. fr. III. Taf. 28, Fig. 12, von einem sonst wieder aufs beste übereinstimmenden Individuum und bei der citirten Form von Steinheim bei Fraas. *Amphicyon intermedius* Peters nach v. Meyer war ein weit grösseres Thier. Die grösste Breite des Reisszahnes besitzt 19 Millimeter gegen 14 Millimeter bei unserem Exemplare. Die Form des Haupthöckers unseres Exemplares mag dagegen in recht guter Uebereinstimmung gewesen sein.

Der Reisszahn von *Amphicyon intermedius* Suess (nach v. Meyer, Sitzungsber. XLIII. Bd. 1861, S. 224 ff. Taf. II, Fig. 8) von Tuchořic in Böhmen — welchen auch H. v. Meyer (Suess, l. c. S. 231) für sein *Amph. intermedius* erklärte, während Fraas (1870, S. 138 ff.) auf einen Unterschied hinweist, welcher sich auf die Grösse des Prämolars und die Zweihöckerigkeit des hinteren Theils des Zahnes bezieht, stimmt in Bezug auf seine Grösse auf das beste, während die Form des hinteren Theiles mit seinen zwei gegenüberstehenden Höckern auffallend abweicht. Die Spitze des Prämolars (l. c. Fig. 6) ist weniger kräftig als bei der Form von Göriach. In Bezug auf die Grösse stimmen die Zähne von Göriach auf das vollkommenste mit den entsprechenden Zähnen des von Fraas (l. c. S. 158 ff.) als *Amphicyon major Lart.* beschriebenen schönen Restes von Steinheim überein (l. c. Taf. IV, Fig. 11 und 12, Fig. 11 bringt einen linken Unterkieferast zur Anschauung). Der Reisszahn der Steinheimer Form entspricht auf das bestimmteste der Originalform und unterscheidet sich offenbar von jenem von Göriach.

Unser Exemplar gleicht nach dem Gesagten in Bezug auf seine Grösse *Amphicyon major Lart.* von Steinheim und *Amphicyon intermedius v. Meyer* von Tuchořic, während es sich in Bezug auf die Form des Reisszahnes, soweit ein Vergleich zulässig, an die von Peters als *Amphicyon intermedius v. M.* bezeichnete, freilich viel grössere Form von Eibiswald innig anschliesst.

3. *Dicroceros cf. fallax R. Hoernes.*

Von dieser, von Prof. Hoernes (l. c. S. 157, Taf. II, Fig. 1—4, Taf. III, Fig. 7—9 [9?]) aufgestellten Form liegt mir die Zahnreihe des rechten Unterkieferastes eines etwas grösseren Exemplares vor. Die Zähne sind leider etwas mangelhaft erhalten, doch lassen sich die Dimensionen wenigstens bei einigen recht gut bestimmen.

	Länge in Mm.
Der erste Backenzahn ist nur in einem Bruchstücke erhalten.	
Vom zweiten liegt die äussere Wand vor . . .	circa 13·5
Der dritte ist nicht erhalten.	
Auch der vierte Backenzahn lässt in Bezug auf seine Erhaltung viel zu wünschen übrig. Er zeigt jedoch das Wülstchen an der Aussenseite des vorderen Halbmondes sehr schön	15·0
Der fünfte Backenzahn ist besser erhalten, er misst	16·0
Der sechste, fast vollständig erhalten, misst . . .	22·0
Die Gesammtlänge der vorliegenden Zahnreihe dürfte demnach, den ersten Zahn mit 12 Millimeter, den dritten mit 14 Millimeter Länge angenommen	circa 90·0

betragen.

Es sind dies Dimensionen, welche jene des von Prof. Hoernes beschriebenen Restes um etwa 6 Millimeter übertreffen, und unser Rest ist somit ein weiteres Glied der Reihe von *Dicroceros*-Formen, welche in der Grösse die von Lartet als *Dicroceros elegans* bezeichneten Formen von Sansan noch etwas mehr übertrifft, als das durch Hoernes bekannt gewordene Exemplar, also eine weitere Zwischenform gegen die grösste Form *Palaeomeryx eminens v. Mey.* bildet.

Obwohl die Dimensionen etwas abweichen, glaube ich doch den betreffenden Rest der Hoernes'schen Art beizählen zu dürfen.

Bemerkt sei, dass bei diesem Exemplare die Runzelung der Schmelzschichte in ganz ausgezeichneter Weise hervortritt.

Vom linken Unterkiefer liegen nur wenige Zahnfragmente vor, und zwar die innere Hälfte des fünften Backenzahnes (m_2) und die äussere Hälfte mit den beiden Halbmonden, wahrscheinlich vom vierten Backenzahne (m_1).

4. *Dicroceros spec.,* nahestehend dem *Dicroceros elegans Lart.*

Taf. VIII, Fig. 15, 16, 17.

In weit besserem Erhaltungszustande liegen von einem anderen Exemplare drei aufeinander folgende Backenzähne vor. Es sind der zweite (pm_3), dritte (pm_2) und vierte Backenzahn (m_1) eines rechten Unterkiefers. Ausserdem von demselben Exemplare Bruchstücke der hinteren Backenzähne.

	Länge	Breite	grösste Kronenhöhe
Der zweite Backenzahn (pm_2) misst:	14.3 Mm.	8 Mm.	9·9 Mm.
Der dritte „ (pm_3) „	15·2 „	8 „	10 „
Der vierte „ (m_1) „	16 „	11·3 „	8 „

Vergleicht man diese Dimensionen mit jenen des im Vorhergehenden besprochenen Exemplares, so zeigt es sich, dass sie auf ein wieder etwas grösseres Thier hinweisen.

Die Gesammtlänge der Zahnreihe des Unterkiefers dürfte über 96 Millimeter betragen haben.

Das Palaeomeryxwülstchen am vorderen Halbmond des ersten Molars ist wohlentwickelt. Der Schmelz ist stark gerunzelt. Betrachten wir den Faltenbau der Prämolaren unseres Exemplares und vergleichen wir denselben mit jenem der verschiedenen bekannt gewordenen Formen, so ergibt sich Folgendes:

Beim zweiten Backenzahn (pm_2) zeigt die Abkaufläche auf das Deutlichste die Gabelung der vorderen Spitze, ganz ähnlich so, wie dies sowohl Hensel (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859, Taf. XI, Fig. 9), als auch Fraas (1862, Taf. II, Fig. 12) von dem entsprechenden Zahn von *Dicroceros elegans Lart.* gezeichnet haben, während die von Hoernes (l. c. Taf. III, Fig. 76) gegebene Abbildung von *Dicroceros fallax* diese Ausbildung nicht erkennen lässt. (Die zwei Originalien zu den citirten Abbildungen sind den beiden Autoren bekanntlich von Herrn Lartet zur Verfügung gestellt worden.)

Von der Höhe der mittleren Spitze geht eine kräftige Falte aus, welche, nach einwärts breiter werdend, eine schwache Nebenfalte nach rückwärts sendet.

Dahinter folgen dann die zwei Falten ebenfalls in einem Verlaufe, der mehr an denjenigen bei *Dicroceros elegans* erinnert. Sie bleiben in dem vorliegenden Zustande der Abkauung nach einwärts getrennt.

Der dritte Backenzahn (pm_3) zeigt einen ganz analogen Bau, nur ist die mittlere Falte wieder weit stärker gefaltet als bei *Dicroceros fallax Hoernes* und schliesst sich dadurch inniger an *Dicroceros elegans* an, und zwar an die Darstellung wie sie Fraas (l. c.) gegeben hat, während sie sich von der Ausbildung des von Hensel abgebildeten Zahnes auffallend unterscheidet. In dieser Beziehung scheint der von Prof. Hoernes abgebildete dritte Backenzahn (pm_3) von *Dicroceros fallax* zwischen den beiden verschieden abgekauten Exemplaren von *Dicroceros elegans* zu stehen.

Von muntjacartigen Hirschen liegen ausser den im Vorhergehenden behandelten Stücken noch die zwei schon in den Verhandlungen (1882, S. 275 ff.) besprochenen Zahnreihen vor, welche beide von rechten Unterkieferästen stammen und somit eine erwünschte Ergänzung zu den in Leoben befindlichen, von Prof. Dr. R. Hoernes (Jahrb. der geol. Reichsanst. 1882, S. 157—161) beschriebenen Stücken bilden könnten, da von Göriach ausser den von H. v. Meyer (Palaeontographica VI. Bd., S. 54, Taf. VIII, Fig. 4) beschriebenen und abgebildeten Bruchstücken bisher keine rechten Unterkieferäste bekannt wurden.

Ich werde eines dieser Stücke auf der beifolgenden Tafel zur Abbildung bringen und glaube daher hier die wichtigsten Angaben über dieselben aus den Verhandlungen anführen zu sollen.

5. *Dicroceros minimus nov. form.*

Fig. 18.

Die Längen der einzelnen Zähne der kleinsten vorliegenden Form sind in Millimeter die folgenden:

Prämolar	2	9
„	3	9·5
Molar	1	10
„	2	10·5
„	3	15

Mit Hinzurechnung eines beiläufigen Masses für den ersten Prämolar im Betrage von 9 Millimeter ergibt sich eine Gesammtlänge von 63 Millimeter.

Da diese Form auffallend kleiner ist als alle anderen bisher bekannt gewordenen muntjacartigen Hirsche, so schlug ich dafür den Namen *Dicroceros minimus* vor.

Vergleicht man die Zähne dieser kleinen Form mit den Abbildungen, wie sie Prof. Hoernes von *D. fallax* gegeben hat, besonders mit jener auf Taf. III, Fig. 7 (Zahnreihe in der Daraufsicht), so findet man eine überraschende Uebereinstimmung sowohl in Bezug auf die Form der Schmelzfalten, als auch in Bezug auf die auffallend starke Runzelung (besonders bei den beiden letzten Molaren).

In Bezug auf die Grösse kommt unser Exemplar jedoch dem *Cervus muntjac* (Gesammtlänge der Zahnreihe = 65 Millimeter) am nächsten zu stehen. Alle vorliegenden Zähne sind leicht angekaut. Auch der letzte Molar war in voller Benützung. Es dürfte demnach schon ein vollausgewachsener kleiner muntjacähnlicher Hirsch gewesen sein.

6. *Dicroceros spec.* (*n. spec.?*)

Das zweite Kieferstück zeigt folgende Dimensionen:

Prämolar	1	11·5
„	2	11·75
„	3	11·5
Molar	1	11
„	2	12
„	3	16
Gesammtlänge der Zahnreihe		73·75 Millimeter.

Dabei muss erwähnt werden, dass die Masse für die Molaren nicht vollkommen stichhältig sind, da des Erhaltungszustandes wegen zum Theil nur Annäherungswerthe gegeben werden konnten. Ich verglich nun damit die von Prof. Hoernes für *Dicroceros fallax* und von Prof. Fraas für *Cervus* (*Palaeomeryx*) *furcatus* gegebenen Werthe, sowie jene eines Unterkieferastes von *Cervus capreolus* aus dem Laibacher Moore, und es ergaben sich:

		für *Dicroceros fallax Hoern.*	für *Cervus capreolus*
Prämolar	1	10·5	9
„	2	12·5	10
„	3	13	11
Molar	1	13·5	11
„	2	14·5	12·5
„	3	20	15·5
Gesammtlänge		84 Millimeter	69 Millimeter.

Die Gesammtlänge der Unterkieferzahnreihe von *Cervus* (*Palaeomeryx*) *furcatus Fraas* beträgt 70 Millimeter. Daraus ergab sich nun, dass die beiden kleinen Hirsche von Göriach in ihrer Grösse weit unter *Dicroceros fallax* stehen, und dass das zweite Exemplar, in seinen Dimensionen etwas grösser als das Reh, dem *Cervus furcatus* am nächsten steht.

Von den Zähnen der zweiten, ihrer Grösse nach an *Cervus furcatus* anschliessenden Form sind die drei Prämolaren am besten erhalten. Die Umrisse sind ziemlich gleichmässig dreispitzig. Die Schmelzfalten sind einfacher als bei *Dicroceros fallax*. Der erste Prämolar zeigt die drei Spitzen am besten. Hinter denselben zeigt sich noch ein kleiner Talon, an den sich der zweite Prämolar innig anlegt. Bei dem zweiten Prämolar fällt vor Allem auf, dass die bei *Dicroceros fallax* und *Dicroceros elegans* von der mittleren Kronenspitze nach ab- und einwärts ziehende Falte (man vergleiche zum Beispiel Hensel: Ueber einen fossilen Muntjac aus Schlesien. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1859, Taf. XI, Fig. 9) nicht deutlich erkennbar ist, indem sie auf eine winzige Ausbuchtung beschränkt ist. Der dritte, besonders stark angekaute Prämolar lässt die hintere Spitze kaum mehr erkennen. Die mittlere Falte zieht schräg, aber ohne Biegungen zu zeigen, nach rückwärts. Hinter der abgekauten dritten Kronenspitze zeigt sich eine kleine, aber deutliche Talonfalte. Ausser dieser Einfachheit in dem Verlaufe der Schmelzfalten fallen noch die oben angeführten Dimensionen der drei Prämolaren auf.

Eine Abnahme der Länge des dritten Prämolars gegenüber den Längen der übrigen findet sich bei keiner der von Hensel (l. c. 262) angeführten Arten auch nur annähernd wieder und auch bei *Dicroceros fallax Hoernes*, nach Messung der (l. c.) Taf. II, Fig. 7 *b* gegebenen Abbildung, nimmt die Länge der Zähne stetig zu und sind die Zähne verhältnissmässig breiter als bei unserer Form.

	I.	II.	III.
	Prämolaren		
Bei unserer Form betragen die grössten Breitedimensionen	4·3,	4·6,	5·3,
bei *Dicroceros fallax Hoernes* dagegen	4·9,	6,	8·3.

Vergleicht man diese Dimensionen noch mit jenen von *Dorcatherium Naui Kaup*, wie sie aus der zum Beispiel von Bronn (Lethaea geogn. Taf. LV, Fig. 4 *c*.) gegebenen Abbildung abgenommen werden können (wenn man von dem ersten winzigen Lückenzahne absieht, den Fraas [1870, Seite 242] geradezu für eine individuale Zahnwucherung erklärt, die auch sonst bei verschiedenen Cerviden vorkommt und beispielsweise von einem „*Palaeomeryx medius*" angeführt wird), so ergeben sich:

	Länge	grösste Breite
für den 2. Prämolar	10 Millimeter,	4 Millimeter
„ „ 3. „	13 „	5 „
„ „ 4. „	11 „	5 „

also ähnliche Dimensionsverhältnisse wie bei dem uns vorliegenden zweiten Unterkiefer von Göriach, nur ist die Abnahme der Länge des letzten Prämolars eine noch viel auffallendere. Aehnlich verhält es sich mit den Dimensionen der Lückenzähne von Hyaemoschus, wo jedoch die Form der Krone des dritten Prämolars (vergl. Fraas 1870, Taf. X, Fig. 3) eine Verwechslung ausschliesst.

Es geht aus dem Gesagten — wie schon in meiner ersten Mittheilung auseinandergesetzt wurde — hervor, dass auch der zweite Unterkiefer von dem von Professor Hoernes beschriebenen wenigstens der Art nach zu unterscheiden ist. Die Molaren scheinen, nach den vorliegenden Bruchstücken und dem Abdrucke in der Kohle zu schliessen, auf das beste mit den beiden letzten Mahlzähnen der kleinen Form, sowie mit jenen von *Dicroceros fallax R. Hoernes* in Uebereinstimmung zu sein.

Ich darf aus dem Gesagten wohl den gleichfalls schon ausgesprochenen Schluss wiederholen, dass in der Kohle von Göriach Reste von mehreren verschiedenen muntjacartigen Hirschen erhalten geblieben sind. In Bezug auf die verschiedene Bestimmung der kleinen Göriacher Hirsche darf ich wohl auf das in den Verhandlungen (1882, Seite 278) Gesagte verweisen. Trotz der dort ausgedrückten Zweifel über die Bestimmtheit des Lartet'schen Namens *Dicroceros*, sei derselbe, dem Vorgange des Professor Hoernes folgend, für die besprochenen Reste beibehalten.

Der Grösse nach würde der zweite Rest zwischen *Cervus furcatus* und *Cervus virginianus* zu stehen kommen.

7. *Cervus (Dicroceros?) spec.* (vielleicht *Cervus furcatus Fraas).*

Taf. VIII, Fig. 19 a—c.

Von einer kleineren Cerviden-Form liegt ein Zähnchen eines Milchgebisses vor. Es ist der dritte Lückenzahn (pm_3) einer linken Unterkieferhälfte. Derselbe zeigt ganz deutlich den von Fraas (Jahrbuch 1862, Seite 124) beschriebenen Bau: „er ist aus zweimal drei Spitzen zusammengesetzt". Die Dimensionen weisen auf ein Thier von ganz übereinstimmender Grösse mit *Cervus* (*Palaeomeryx*) *furcatus*, wie es Fraas (l. c.) Taf. II, Fig. 15 abgebildet hat. Bei unserem Exemplar misst das Zähnchen in der Länge 12·3 Millimeter, bei jenem von Steinheim ist dieselbe vielleicht um ein ganz Geringes kleiner.

8. *Hyaemoschus crassus Lart spec. (?)*

Taf. VIII, Fig. 20 a—d.

Nur ein Backenzahn aus dem rechten Unterkiefer liegt vor, und zwar in einem vollkommen unangekauten Zustande. Derselbe stimmt nach Vergleichen mit den verschiedenen nahe verwandten Formen (vor Allem *Amphitragalus elegans Pom.* und *Dremotherium Feignouxi E. Geoffr.*, man vergleiche die Abbildungen im Bull. de la soc. géolog. de France, 2. ser., IV. Bd. 1847, S. 385, Taf. IV, Fig. 7 und 8, und bei Bronn, Lethaea geogn. Taf. LV, Fig. 8, 7, sowie neuerlichst bei Filhol, Annales Sc. géol. XI. Bd., S. 54: *Amphitragalus elegans*, Taf. XIII und S. 41 *Dremotherium Feignouxi*, Taf. XII, beide von St-Gérand-le-Puy) am besten überein mit den von Fraas in den württemb. Jahresheften für 1870, S. 230, Taf. X, Fig. 1 und 3 gegebenen Darstellungen von *Hyaemoschus crassus* von Steinheim. Nach den beiden letztgenannten

Abbildungen zu schliessen, haben wir es hier mit dem zweiten Molar des rechten Unterkiefers zu thun. Die Länge des Zahnes von Göriach beträgt 11·1 Millimeter, die grösste Breite 9 Millimeter, die grösste Höhe 8·8 Millimeter. Die betreffenden Abmessungen bei dem citirten Exemplare von Steinheim stimmen allem Anscheine nach ebensowohl wie die Form der Zähne. Der Schmelzwulst zieht sich von dem kräftigen Kranze der vorderen Hälfte, die ganz ähnlich wie bei *Palaeomeryx* gebildet ist, gegen die Mitte der Wand des vordern äusseren spitzen Höckers, verliert sich dann wie auf der citirten Abbildung und tritt am hintern Rande wieder deutlich auf. Zwischen den beiden äusseren Halbmondhügeln stellt sich ein kleines Schmelzzäpfchen ein, wieder ganz so, wie es bei der angeführten Abbildung zur Darstellung gebracht wurde. Eine Sicherstellung der Bestimmung werden erst weitere glückliche Funde ermöglichen.

9. *Palaeotherium medium Cuv.* (?)

Taf. VIII, Fig. 21 *a—c*.

Einer der merkwürdigsten Reste, der mir von Göriach in jüngster Zeit zugegangen ist, ist gewiss der auf Tafel VIII, Figur 21 abgebildete Schneidezahn. Derselbe ist sammt der Wurzel erhalten, und was die Zahnkrone anbelangt, von tadellosem Erhaltungszustande. Der überaus kräftige Zahn zeigt eine vollkommen unangekaute Schneide und lässt an den beiden Seiten auf das deutlichste spiegelglatte „seitliche Abnützungsflächen" erkennen. Nach H. v. Meyer (Georgensgmünd S. 88) hätten wir den Zahn deshalb als einen inneren definitiven Schneidezahn zu bezeichnen. Aehnliche „Abnützungsflächen" zeigen bekanntlich auch die Schneidezähne von *Anchitherium*, ebenso aber auch jene der Pferde, an den aneinandergepressten Seiten.

Seine Dimensionen sind beträchtliche:

die Länge der Zahnschneide beträgt 14·5 Millimeter;
die Breite an der Basis misst 13·7 Millimeter;
die Höhe der Krone 16·5 Millimeter.

Vergleicht man diese Dimensionen mit den Zähnen von *Anchitherium aurelianense*, wie sie H. v. Meyer von Georgensgmünd abgebildet hat (Taf. VIII, Fig. 69, 70), so sind die Abmessungen fast doppelt so gross als bei diesen. Aber auch der von Fraas (1870, Taf. IX, Fig. 3) von Steinheim abgebildete Schneidezahn zeigt nur eine Länge der Zahnschneide von 10·5 Millimeter. Dagegen stimmen Dimensionen und die Form im Allgemeinen auf das überraschendste mit Schneidezähnen (von *Palaeotherium*) aus den Bohnerzen von Frohnstetten, wie solche sich auch in der Sammlung der k. k. technischen Hochschule vorfinden, überein, so dass man wohl den Rest sofort als von *Palaeotherium* stammend zu bezeichnen hat. Auch die Grösse des von Kowalevsky (Mém. l'acad. imp. St-Pétersbourg 1873, Taf. III, Fig. 57) abgebildeten Exemplares von *Anchitherium aurelianense* ist weitaus geringer, die entsprechende Zahnschneide misst nur 8 Millimeter. Auffallend stimmt dagegen die von Jäger gebrachte Abbildung in den Württembergischen Jahresheften (1853, Taf. III, Fig. 47, 48, 49) eines unteren Schneidezahnes von Neuhausen, der nur eine ziemlich

entwickelte Abkauungsfläche aufweist und als von *Palaeotherium magnum* herrührend bezeichnet wird (l. c. S. 155).

Auf Grund der so überaus bestimmten Darlegungen, wie sie Fraas schon im Jahre 1852 gegeben hat (Württ. Jahresh. 1852, S. 221, Taf. VI, Fig. 5 und 8), hätten wir es bei unserem Reste mit einem Zahne von *Palaeotherium medium Cuv.* zu thun, da kein „Halskragen" vorhanden ist, und zwar mit einem aus dem Unterkiefer, da kein Höcker oder „Steg" an der inneren Schmelzplatte des Zahnes vorhanden ist. Die Form stimmt auf das beste mit dem angeführten inneren Unterkieferzahne überein, die gerade Wurzel, die seitlichen breiten Längsfurchen derselben sind ganz analog ausgebildet. Ein Unterschied liegt nur in der Beschaffenheit der innern concaven Platte. Fraas sagt, dieselbe sei „in der Form eines Nagels der menschlichen Hand in der Krone eingedrückt". Dieses Eingedrücktsein ist nun an unserem Exemplare, wenn auch vorhanden, so doch nur sehr wenig ausgeprägt.

An *Palaeotherium (Anchitherium) hippoides Lart.* aus den Schichten von Sansan und Gargas, welches auch von Peters nach H. v. Meyer's Vorgang (Fraas l. c. 1852, S. 232) zu *Anchitherium* gestellt wurde, und dessen Vorkommen „in der Kohle von Turnau bei Aflenz von Peters (Eibiswald XIII, 1869, S. 49 [21]) angegeben wird, kann nach den oben angeführten Verhältnissen in Bezug auf Form und Grösse des Zahnes nicht gedacht werden, aber auch aus dem Grunde nicht, weil nach Fraas diese Form durch das Vorkommen von Kronen-Cement ausgezeichnet ist, wovon bei unserem so vorzüglich erhaltenen Reste keine Spur zu sehen ist. Aus dem Gesagten geht sonach hervor, dass der vorliegende Rest von einem *Palaeotherium*, und zwar aller Wahrscheinlichkeit nach von *Palaeotherium medium Cuv.* herstammen dürfte.

Nicht verschweigen darf ich, dass von Seite eines sehr verehrten Freundes und Fachgenossen die Möglichkeit angedeutet wurde, dass man es dabei vielleicht doch mit einem Schneidezahn von *Chalicotherium* zu thun haben könnte. In der That hatte ich auch diese Möglichkeit seinerzeit ins Auge gefasst. Die Schneidezähne jedoch, welche Kaup lose fand und zu seinem *Chalicotherium Goldfusse* rechnete — so viel mir bekannt, die einzigen Schneidezähne, welche dem *Genus Chalicotherium* zugerechnet werden könnten, da *Chalicotherium (?) Sivalense F. C.* (Bronn, Leth. geogn. Taf. LIII, Fig. 4) keine Schneidezähne besass und beim *Anoplotherium (Chalicotherium) grande Blainv. sp.* (Blainville, *Gen. Anoplotherium*, Taf. VIII, und Bronn, Lethaea geogn. Taf. LIII, Fig. 3) die Existenz der Schneidezähne nur durch die Alveolen bewiesen ist — sind durch den überaus kräftig entwickelten, aus einem grösseren und zwei kleineren Höckern bestehenden Talon, der am hinteren Rande des inneren Schmelzblattes emporragt, auf das bestimmteste von dem mir vorliegenden Zahne unterschieden (m. vergl. die Abbildung in Blainville l. c. Taf. VIII). Auf jeden Fall würde die Deutung des Zahnes, als von *Chalicotherium* herrührend, eine wesentliche Schwierigkeit behoben haben, da *Chalicotherium grande Bl.* in den Schichten von Sansan auftritt.

(Zu meiner grossen Freude erhalte ich soeben ein Schreiben von der Hand Dr. Oscar Fraas', dem ich den Zahn zur Ansicht zugesendet hatte. In demselben spricht sich der hochverehrte Forscher dahin aus, dass nach seinem Dafürhalten kein Zweifel herrschen könne über das Wesen des fraglichen Zahnes. Es sei der erste Incisivus des *Palaeotherium medium* im Unterkiefer.)

Rhinoceros sp. (neue Art? anschliessend an *Rhinoceros minutus Cuv.).*

Fig. 21.

Von *Rhinoceros*-Resten erhielt ich in letzter Zeit ausser einigen Zahnfragmenten nichts, was eine Erweiterung der in den Verhandlungen (1882, S. 275) dargelegten Verhältnisse gestatten würde.

Es sei hier nur wiederholend hervorgehoben, dass die bei Göriach auftretende Form sich an *Rhinoceros austriacus Peters* anschliesst, aber weit kleiner ist als dieses, und dass einer der besten Reste, ein in einem Kieferbruchstücke steckender, nur ganz wenig angekauter Unterkieferzahn, auf das überraschendste mit dem im k. k. Mineralien-Cabinete befindlichen Gypsabgusse von *Rhinoceros Steinheimensis Jäger* (Fraas, 1870, S. 186, vereinigt diese Form mit *Rhinoceros minutus Cuv.*) übereinstimmt. Der Schmelzwulst ist bei unseren Zähnen nur an der vorderen und rückwärtigen Seite wahrnehmbar, während er an der Aussenseite kaum leise angedeutet ist. In dieser Beziehung besteht also eine Uebereinstimmung mit dem von Hoernes (l. c. S. 156) besprochenen und (Taf. III, Fig. 6) abgebildeten schönen Backenzahne, dessen Bourrelets, wie Hoernes hervorhebt, eine nur geringe Entwicklung zeigt, wodurch ein Mittel gegeben erscheint, um die Göriacher Form von *Rhinoceros austriacus* zu trennen.

In der That erinnert auch der Verlauf, besonders der mittleren Partie der Schmelzlinie an der Abkaufläche einigermassen an jenen bei den Mahlzähnen von *Rh. minutus* (m. vgl. etwa bei Blainville, Taf. XII, die freilich noch viel kleineren Zähne von Moissac, oder Fraas 1870, Taf. VI, Fig. 10).

Der von Fraas besprochene Rest von Steinheim wird in seinen Dimensionen dem von Hoernes besprochenen nicht unähnlich sein.

Von den von H. v. Meyer von Georgensgmünd abgebildeten Zähnen schliessen sich jene auf Taf. IV, Fig. 31 in der Form am besten an unsere Reste an, nur ihre Dimensionen erscheinen etwas grösser. Auch ihnen fehlt der Basiswulst, freilich fügt H. v. Meyer (S. 70) seinen Auseinandersetzungen bei, dass hierin keine specifische Verschiedenheit, sondern eher verschiedenes Alter ausgedrückt sei.

Peters (l. c. III, 1869, S. 46 [18]) führt diese Figur dagegen nicht unter jenen an, welche er mit seiner neuen Art: *Rh. austriacus* vereinigen möchte.

Von *Rhinoceros* liegt ausserdem ein Fusswurzelknochen der ersten Reihe (Capitatum der rechten vorderen Extremität) vor.

Von Göriach liegen bis nun folgende Säugethierformen vor:

1. *Felix Turnauensis R. Hoern.*
2. *Cynodictis (Elocyon?) Göriachensis Toula.*
3. *Amphicyon spec.* ähnlich dem *Amph. intermedius H. v. Mey.*
4. *? Chalicomys Jaegeri Kaup.*
5. *Mastodon sp. (angustidens?).*
6. *Dicroceros fallax R. Hoern.*
7. *Dicroceros spec.* (nahestehend dem *D. elegans Lart.*).
8. *Dicroceros minimus Toula.*
9. *Dicroceros spec.* (*n. spec.?*).
10. *Cervus* (*Dicroceros?*) *spec.* (vielleicht *C. furcatus Fraas*).
11. *Hyaemoschus crassus Lart. spec.* (?).
12. *Hyotherium Sömmeringi v. Mey.*
13. *Anchitherium aurelianense Cuv.* (nach Peters und Stur).
14. *Palaeotherium medium Cuv.*
15. *Rhinoceros minutus Cuv.*
16. *Rhinoceros aff. austriacus Peters* (nach R. Hoernes).

Dieser Reihe ist als die wohl interessanteste Art ein Affe voranzustellen, der kürzlich von Herrn Prof. Rumpf in Graz an Herrn Custos Fuchs zur Bestimmung eingesendet wurde. Von letzterem dürfen wir wohl einer Beschreibung dieses Restes in Bälde entgegensehen.



Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1—10. *Cynodictis (Elocyon?) Göriachensis nov. spec.*
Beide Unterkieferhälften in natürlicher Grösse (nach Kitt- und Guttaperchaabdrücken).

Fig. 2. Eckzahn.

Fig. 3. Reisszahn und vierter Prämolar des rechten Unterkiefers: *a*) von der äusseren Seite, *b*) der Reisszahn von oben.

Fig. 4. Reisszahn und vierter Prämolar des linken Unterkiefers von oben.

Fig. 5. Dieselben von aussen.

Fig. 6. Dieselben vergrössert ($^2/_1$).

Fig. 7. Reisszahn, erster und zweiter Molar des rechten Oberkiefers in der Daraufsicht.

Fig. 8. Der Reisszahn: *a*) von aussen, *b*) in der Daraufsicht.

Fig. 9. Der erste Molar: *a*) von aussen, *b*) in der Daraufsicht.

Fig. 10. Der zweite Molar in der Daraufsicht.

Fig. 11. Zähne von *Mustela (?) Gamlitzensis H. v. Meyer*: *a*) *b*) Querzahn in der Daraufsicht und von der Seite, *c*) der kleine Höckerzahn.

Fig. 12. *Amphicyon spec.* ähnlich dem *Amphicyon intermedius H. v. Meyer*, Zähne des rechten Unterkieferastes: vierter Lückenzahn, Reisszahn und erster Mahlzahn von oben; nat. Gr.

Fig. 13. Dieselben von innen.

Fig. 14. Dieselben von aussen.

Fig. 15, 16, 17. *Dicroceros spec.* (*aff. elegans Lart.*) (pm_2, pm_3, m_1, aus dem rechten Unterkiefer).
15. von der Aussenseite, 16. von der Innenseite 17. von oben.

Fig. 18. *Dicroceros minimus n. f.* Innenseite eines rechten Unterkiefers.

Fig. 19. *Dicroceros spec.* Dritter Lückenzahn eines linken Unterkiefers (Milchgebiss).

Fig. 20. *Hyaemoschus crassus Lart. spec.* (?): *a*) *b*) *c*) *d*) Ein Backenzahn (m_2) aus dem rechten Unterkiefer in vier Ansichten.

Fig. 21. *Palaeotherium medium Cuv.* (?). Mittlerer Schneidezahn des Unterkiefers in drei Ansichten.

Fig. 22. *Rhinoceros spec.* (anschliessend an *Rhinoceros minimus Cuv.*).

Die Zeichnungen sind ohne Anwendung des Spiegels gezeichnet. Die Originalien befinden sich in der geologischen Sammlung der k. k. technischen Hochschule in Wien.

Ueber zwei Fische aus der Kreide des Monte S. Agata im Görzischen.

Von **Prof. Dr. Fr. Bassani** in Mailand.

Mit einer lithographirten Tafel (Nr. IX).

Vor einiger Zeit hatte mir Herr Prof. Pirona zwei Fischabdrücke aus einem Kalkgestein vom Monte S. Agata bei Gradisca zur Bestimmung freundlichst zugesendet.

Indem ich dem verdienstvollen Geologen meinen Dank hiefür ausspreche, gebe ich in Folgendem das Resultat meiner Studien.

Das Bruchstück Taf. IX, Fig. 1 zeigt den vorderen Theil des Körpers bis zum Anfang der Bauchflossen und hat dasselbe eine Länge von 77 Centimeter.

Der Kopf, gross und dreieckig, ist 3 Centimeter lang mit 21 Millimeter Höhe; die Mundspalte tief, die Zähne stark und konisch, deren vordere die längsten sind. Wie es scheint, sind die Deckelknochen von Streifen durchfurcht.

Man sieht nur 13 abdominale Wirbel, mehr lang als hoch, deren Neurapophisen mit zahlreichen, sehr schmalen Muskelgräten versehen sind.

Die Brustflossen sind 32 Millimeter vom Mundende entfernt, sehr gut entwickelt, 4 Wirbel lang und bestehen aus 13 oder 14 Strahlen, deren erster der dickste und einfachste ist.

Die Hüften, $3^1/_2$ Centimeter von der Brustflosse entfernt, haben eine Länge von 5 Millimeter und sind spitzig, ihr freies Ende findet sich der Insertion des ersten Rückenflossstrahles gegenüber.

Diese, von welcher der Anfang vorliegt, ist circa 6 Centimeter vom Ende des Unterkiefers im Niveau des 12. Abdominalwirbels eingesetzt. Man zählt 6 oder 7 Träger, welche sich nach und nach verlängern.

Nun die Frage: Welcher Gattung ist dieses Individuum zuzuschreiben?

Die Antwort scheint mir leicht; ohne Zweifel zur Gattung *Elopopsis Heck.*, deren Diagnose vollkommen demselben entspricht.

Was die Art betrifft, so ist bekannt, dass bis jetzt aus der Kreide sechs Species *Elopopsis* beschrieben sind, nämlich drei aus den bituminösen Schiefern von Comen [1]), eine aus den Schichten von Lesina und Comen [2]), eine aus dem böhmischen Pläner [3]) und eine aus dem Senonien Westphalens [4]).

Von *Elopopsis Heckeli* und *Ziegleri*, welche die jüngsten sind und in nahen Beziehungen stehen, sind nur der Kopf und ein kleiner Theil des Rumpfes vorhanden; in Folge dessen bieten selbe keinen Anhaltspunkt zur Vergleichung und auch nicht zu ernster Kritik. Anderntheils, scheint mir, unterscheiden sie sich von den typischen *Elopopsis*, in welchen der Kopf hinterwärts nicht so ausgedehnt ist. Ich möchte sagen, es sind etwas modificirte *Elopopsis*, welche ausser den dieser Gattung eigenen charakteristischen Merkmalen, auch solche den Gattungen *Osmeroides* und *Halec* eigene darbieten.

Es verbleiben also noch *El. Fenzlii*, *dentex*, *microdon* und *Haueri*.

Nachfolgende Uebersicht gibt uns ein Bild der Beziehungen zwischen jenen selbst und dem Exemplar vom Monte S. Agata.

	Elopopsis Fenzlii	*Elopopsis dentex*	*Elopopsis microdon*	*Elopopsis Haueri*	*Elopopsis* vom Monte S. Agata
Länge des Kopfes entsprechend	23 Wirbel	17 W.	24 W.	13 W.	14 W.
Verhältniss zwischen der Länge und Höhe des Kopfes	1·45	1·48	1·36	1·40	1·43
Entfernung zwischen dem Ursprung der Brustflossen und dem Mundende, entsprechend	24 Wirbel	19 W.	25 W.	12 W.	14 W.
Entfernung zwischen dem Ursprung der Brustflossen und der Bauchflossen, entsprechend	24 „	9 „	29 „	9 „	15 „
Länge der Brustflossen, entsprechend . .	18 „	6 „	14 „	3½ „	4 „
Länge der Hüften, entsprechend	7 „	3 „	6 „	fast 3 „	3 „
Strahlen der Brustflossen	19	14—15	17	fast 12	13—14
Anfang der Rückenflosse	im Niveau d. 26. Wirbels zw. den Brust- und Bauchflossen	im Niveau d. 16. Wirbels über den Bauchflossen	zwischen den Brust- und Bauchflossen	im Niveau d. 11. Wirbels über den Bauchflossen	im Niveau d. 11. Wirbels über den Bauchflossen

[1]) *El. Fenzlii Heck.*, *dentex id.*, *microdon id.* (J. J. Heckel, Beitr. z. Kenntn. d. foss. Fische Oest. in Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. C. I. Wien 1856.)

[2]) *El. Haueri Bass.* (Fr. Bassani, Descriz. dei pesci foss. di Lesina etc. in Denkschr. d. k. Ak. d. Wiss. Math. nat. C. XLV. Wien 1883.)

[3]) *El. Heckeli Reuss.* Neue Fischreste aus dem böhm. Pläner, in Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. XIII. — A. Fritsch, Die Reptilien u. Fische d. böhm. Kreideform. Prag 1878.

[4]) *El. Ziegleri v. d. Mark* (V. d. Mark und A. Schlüter, Neue Fische und Krebse aus Westphalen, in Paläontograph. XV. 1865—1868).

Die Entfernung zwischen dem Ursprunge der Brustflossen und der Bauchflossen ausgenommen, zeigt der Fisch vom Monte S. Agata die nächste Verwandtschaft mit *Elopopsis Haueri*, und zwar in Folge der Dimensionen des Kopfes, der ovalen Oeffnung, der Form der Wirbel, der an den Neurapophisen vorhandenen Muskelgräten, der Ausdehnung der entwickelten Bruststrahlen und durch die Insertion der Bauch- und der Brustflosse. Auch das charakteristische Merkmal der Anzahl der Wirbel (welche ich in obiger Uebersicht nicht angegeben habe, weil an dem Exemplar vom Monte S. Agata der hintere Theil des Körpers nicht sichtbar ist) bestätigt diese meine Schlussfolgerung. In der That, *El. Fenzlii* zählt 57, *El. dentex* 40 und *El. microdon* 60 Wirbel, in jenem vom Monte S. Agata konnten nicht viel über 30 sein, und daher nähert sich letzterer auch in dieser Beziehung dem *El. Haueri*, welcher 35—36 Wirbel zählt.

Der andere Fisch (Taf. IX, Fig. 3) ist ausser dem unteren Theile des Kopfes, man kann sagen vollständig. Der Rumpf ist fast noch einmal so lang als der Kopf. Die Entfernung zwischen der Wirbelsäule und dem Rückenprofil entspricht einer Länge von zehn Wirbeln, jene der gleichen Wirbelsäule und dem Bauchrande entspricht zwölf Wirbellängen.

Die Stirnknochen zeigen sich sehr körnig und an dem Vorderdeckel zeigen sich zahlreiche strahlige Streifen. Das Maul ist vorgestreckt, es sind nur drei Zähne im Profil, im Gesteine eingewachsen, sichtbar.

Man zählt ungefähr eilf Paar Firstrippen, welche nach und nach sich gegen die Brustflosse zu verkürzen, eilf Paare abdominale Wirbelbögen und 19 Caudalwirbel. Die Wirbel-Apophisen haben fast glatte Gelenkflächen.

Die Kielrippen sind lang, stark, an der Basis gezähnt, der aufsteigende Theil von drei bis vier Furchen durchstreift.

Die Rückenflosse beginnt im Niveau der 20. Neurapophisis und die Afterflosse im Niveau der 15. Emapophisis (gezählt von hinten gegen vorwärts).

Dieses Exemplar, welches sich unmittelbar als zur Familie der *Pycnodontidae* gehörig erweist, bietet einige Schwierigkeit in der Bestimmung der Gattung.

Heckel hat wohl eine wichtige synoptische Uebersicht der verschiedenen Gattungen dieser Familie [1]) gegeben, aber der Unterschied derselben ist besonders auf die Zähne basirt und bietet daher in unserem Falle keinen Anhaltspunkt. Doch nach der allgemeinen Körperform und nach den Einzelheiten des Skeletes meine ich, den Fisch vom Monte S. Agata zur Gattung *Coelodus Heck.* zählen zu dürfen.

In Bezug auf die Art, so finden wir *Coel. suillus* von Lesina demselben vor allen anderen am meisten nahestehend, und zwar durch die Form und die Dimensionen des Körpers, durch die Lage der Wirbel-

[1]) J. Heckel, Ueber den Bau und die Eintheilung der Pycnodonten, nebst kurzer Beschreibung einiger neuer Arten derselben. (Sitzber. d. math.-nat. Cl. d. k. Akad. d. Wiss. XII, pag. 433.) Wien 1854. — Id., Beitr. z Kenntn. d. foss. Fische Oesterreichs. Wien 1856.

säule, durch die Entwickelung des Mundes, durch die Porosität der Stirnknochen, durch die an den Deckelknochen vorfindlichen Streifen, durch die Anzahl der Wirbelbögen und der Firstrippen, durch die Gelenkflächen der Neurapophisen und der Emapophisen und endlich durch die Furchen an dem aufsteigenden Theile der Kielrippen.

In Folge obiger Darstellung ist es sehr wahrscheinlich, dass die in Rede stehenden Fische zu *Elopopsis Haueri Bass.* und *Coelodus suillus Heck.* gehören, zwei Arten, dem Kalke von Lesina eigen, welchen ich in das Aptien einbezogen habe.

Geologische Mittheilungen aus Central-Mähren.

Von Carl Freih. v. Camerlander.

Der folgende Durchschnitt durch das Centrum von Mähren ist allbekannt: westlich ausgehend von dem weit ausgedehnten, aus Böhmen hereinziehenden archäischen Gebiete — es ist die herzynische Gneissformation mit ihren vielfachen Einlagerungen verschiedener krystallinischer Schiefer, auf welche hier nicht, wie in anderen archäischen Gebieten eine besondere Glimmerschiefer- und Phyllitformation folgt — gelangt man ostwärts schreitend zu dem in weitem Bogen aus Böhmen bis nach Niederösterreich ziehenden, dabei zumeist so ausserordentlich schmalen Rothliegendzug, unter dem bei Rossitz noch das Carbon hervorkömmt, betritt sodann das für Central-Mähren so sehr charakteristische Syenitterritorium, auf welches dann endlich immer weiter gegen Ost der Devonkalk und, concordant darauf lagernd, Culm folgt.

In diesem allgemeinen Profile sind indessen einige Partien vernachlässigt, die theils wenig bekannt, theils wegen ihrer sehr geringen Mächtigkeit gänzlich übersehen zu werden pflegen. Die hiemit gemeinten und in vorliegender Arbeit besprochenen Bildungen sind aber diese: die eine, dem Ostrande des westmährischen krystallinischen Gebietes angehörig, das Gebiet um Tischnowitz — mit diesem werden sich die folgenden Zeilen in erster Linie zu beschäftigen haben — die andere, eine Grenzbildung zwischen dem Rothliegendzuge und dem Syenite, eine freilich sehr unterbrochene Kalkkette mit spärlich entwickelten Quarziten, und schliesslich — zum Vergleiche mit dem erst besprochenen Gebiete heranzuziehen — eine wohl schon seit langem bekannte und doch noch heute nicht völlig aufgeklärte Grenzbildung zwischen dem Syenit hinwiederum und dem östlichen Devonkalke, Reichenbach's vielbekanntes Lathon.

Die vorliegende Arbeit schmeichelt sich ganz und gar nicht, diesen eigenartigen Grenzgebilden in jeder Weise gerecht zu werden; sie will durchaus nicht als erschöpfende Darstellung dieses ja nicht unbeträchtlichen Gebietes aufgefasst werden[1]. Die folgenden Zeilen sollen vielmehr lediglich durch Mittheilung einer Reihe von Beobach-

[1] Schon allein die Zeit, welche für die im April und October v. J. und April d. J. ausgeführten Excursionen verwendet wurde, gestattete eine eigentliche Detailaufnahme durchaus nicht.

tungen einen Beitrag geben zu einem wenig bearbeiteten Capitel der ohnehin stiefmütterlich behandelten Geologie Mährens, einen Beitrag zur seinerzeitigen Detailaufnahme. Dass eine Arbeit in diesem Sinne und mit diesem Zwecke überhaupt dem Fachpublicum vorgelegt wird, dafür war massgebend eben jene Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse von den Details mährischer Geologie, sowie der nahe Zusammenhang, welcher zwischen dem Schichtencomplexe des in erster Linie besprochenen Gebietes und einem, zumal in letzterer Zeit, mit einiger Vorliebe discutirten Thema, der Frage nach dem Vorkommen echter archäischer Conglomerate besteht.

In Nr. 6 der „Verhandlungen" v. J. 1883 hatte ich mir bereits einen Hinweis darauf erlaubt, dass entgegen dem das Gebiet von Tischnowitz berührenden, sehr knapp gehaltenen und schon wegen des Ortes seiner Publication wenig bekannt gewordenen Aufnahmsberichte Fötterle's (5. Jahresbericht über die Wirksamkeit des Werner-Vereines zur geologischen Durchforschung von Mähren und Schlesien i. J. 1855, Brünn 1856, pag. 75) und entgegen der durch ihn bewirkten Einzeichnung auf unseren Karten, derjenige Geolog, durch welchen eigentlich die erste Kartirung der Gegend von Tischnowitz 1855 ausgeführt wurde, Heinrich Wolf auf den (im Archive der geologischen Reichsanstalt befindlichen) Originalaufnahmsblättern da Devon gibt, wo Fötterle von einer Partie „krystallinischer oder Urthonschiefer" spricht, der „oft das Aussehen von Sandstein und grobem Conglomerate annehme". Ich hatte in gedachter Notiz auch erwähnt, dass Wolf ausser spärlichen, nicht publicirten Tagebuchnotizen nichts hinterlassen[1]), was als Stütze für seine, lediglich auf den Aufnahmskarten zum Ausdruck gebrachte Anschauung verwendet werden könnte; wohl gedenkt Wolf in späteren Jahren wieder der Gegend (Verhandlungen 1869, pag. 106) in einer Notiz über Eisensteine Mährens, geht aber da der uns hier in erster Linie interessirenden Altersfrage ganz aus dem Wege. Indem ich im Uebrigen, um Wiederholungen zu

[1]) Es scheint überhaupt etwas wie ein Fluch auf der Thätigkeit der über Mähren und speciell dessen interessantesten, nördlichen und centralen Theil arbeitenden Geologen zu liegen, wenigstens schreibt schon Hingenau („Uebersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Schlesien." Wien 1852, pag. 6): „Es ist zu bedauern, dass Glocker, der die meisten Detailverhältnisse Mährens kennen gelernt, diesen Schatz von Daten — wahrscheinlich zum Zwecke einer umfassenden Publication — noch theilweise zurückhält" und klagt Reuss 1854 in seinen gleich weiter unten ausführlicher zu erwähnenden „Beiträgen zur geognostischen Kenntniss Mährens": „Leider ist von den Ergebnissen der Forschungen Glocker's ausser einigen, weniger bedeutenden Bemerkungen nichts über den in Rede stehenden District bekannt geworden und wir sehen der schon lange verheissenen Veröffentlichung seiner Arbeiten noch immer entgegen." Und als Glocker 1859 starb, war jene umfassende Publication noch nicht erschienen und musste der Werner-Verein auf die ursprünglich gehabte Absicht verzichten, Glocker's eventuell auf mährische Geologie bezüglichen Nachlass zu erwerben. Aber ebenso konnte man auch der zweiten, oft urgirten Abtheilung der „Beiträge etc." von Reuss selbst entgegensehen und ist eine solche überhaupt niemals erschienen. Und wenn endlich in der Schlussversammlung des Werner-Vereines vom April 1866 Foetterle den Commentar zu seiner geologischen Karte Mährens in der kürzesten Zeit druckfertig vorzulegen versprach (15. Jahresbericht, pag. 20), so sollte leider auch diese höchst löbliche Absicht, wie bekannt, nicht ihrer Erfüllung entgegengeführt werden können.

vermeiden, bezüglich dieser — man darf ja wohl sagen — gänzlich unbekannt gebliebenen Controverse Wolf-Fötterle auf meine vorjährige Notiz verweise, sei es mir bei dieser Gelegenheit gestattet, über die unziemliche Raschheit, mit der ich selber, lediglich auf das in unseren Sammlungen befindliche Aufnahmsmaterial Wolf's gestützt, für dessen Anschauung wie selbstverständlich eingetreten, rückhaltslos mein Bedauern auszusprechen; der erste Tag im fraglichen Terrain liess diese Raschheit mich deutlich fühlen.

A. E. Reuss, der in dem nordöstlich anstossenden Gebiete die Aufnahme durchführte, scheint übrigens auch ein Anhänger der von Wolf vertretenen Ansicht gewesen zu sein; auch wieder aber, ohne dieselbe jemals literarisch vertreten zu haben. Wenigstens enthält die in der deutschen Universität Prag untergebrachte Reus s'sche Sammlung etliche Handstücke aus dem uns beschäftigenden Complexe mit der Angabe eines devonischen Alters. Und eine Bestätigung dieser Vermuthung darf wohl darin erblickt werden, dass Reuss das Schiefergebiet zwischen Lettowitz und Raubanin, welches in nordöstlicher, doch freilich unterbrochener Fortsetzung jenes von Tischnowitz in gleicher Weise an der Grenze zwischen Archäischem und Rothliegendem liegt, als devonisch aufgefasst hat. Allerdings ist der von Reuss in seiner schönen Studie über die Rothliegend-, Jura-, Kreide- und Tertiärbildungen der Gegend zwischen B. Trübau und Brünn („Beiträge zur geognostischen Kenntniss Mährens. Erste Abtheilung". Dieses Jahrbuch, V. Bd., pag. 659 ff.) versprochene Aufsatz über die älteren Bildungen dieses Gebietes niemals erschienen, und kann ich mich daher lediglich auf einzelne Bemerkungen beziehen, welche Reuss bei der Schilderung jener jüngeren Bildungen miteingeflochten (l. c. pag. 8, 74 u. a.). Auf Fötterle's Karte von Mähren und Schlesien, sowie auf allen späteren Karten erscheint auch dieses Gebiet von Lettowitz als archäisch. Doch werde ich im Folgenden von demselben gänzlich absehen, als von dem eigentlichen Gegenstande unserer Mittheilung zu sehr entfernt, und werde ich daher ein Eingehen auf die Frage, ob vielleicht auch für dieses Gebiet zur ursprünglichen Auffassungsweise zurückzugehen sei, wie ein solches für das Gebiet bei Tischnowitz vorgeschlagen werden wird, gänzlich vermeiden.

Es ist somit die eine Seite des Fötterle'schen Aufnahmsberichtes und Wolf's Aufnahmskarte das Einzige, was über die Geologie des Gebietes um Tischnowitz vorliegt, und muss es daher zunächst meine Aufgabe sein, ein Bild von der geologischen Zusammensetzung und dem geologischen Aufbau desselben zu geben, mag dasselbe auch vielleicht nicht bis in Details ausgeführt sein, ehe ich daran gehen kann, die Momente zusammenzustellen, welche mir gegen die bisherige Kartirung zu sprechen scheinen, dagegen, dass die zu beschreibenden conglomeratisch-klastischen Bildungen als Glieder der archäischen Schichtenfolge anzusehen seien.

Es scheint passend, mit der Tischnowitz beherrschenden Höhe oder besser Höhenzuge, der Kwětnica, zu beginnen. In ihrer höchsten Erhebung bis 470 Meter ansteigend, besteht die als Fundort von Mineralien seit langem bekannte und in der Geschichte des mährischen

Bergbaues durch eine Reihe oft freilich verunglückter Unternehmungen häufig genannte Kwětnica aus drei Haupterhebungen, die miteinander durch lange und strahlenförmig zu einem gemeinsamen Knotenpunkte zusammenlaufende Rücken verbunden sind. Zwar bedeckt reichlicher Waldboden nach fast allen Seiten ihr Gebiet, doch genügen die vorhandenen Aufschlüsse, um das Folgende erkennen zu lassen: Der Nord- und Nordwestfuss, also die an der Schwarzawa und dem Odra-(Besenek) bache entblössten Gehänge, am deutlichsten die von der Schwarzawa direct bespülten, unter der hier etwas erhöhten Fahrstrasse liegenden Aufschlüsse bestehen aus Hornblendegneiss, der in festen und breiten Platten bricht. Hin und wieder erscheinen darin rothe Quarz-Feldspathadern, selten mit schwarzen Pünktchen von Magnesiaglimmer, bald linsenförmig und scharf absetzend von dem Gneiss, bald apophisenartig mit diesem verquickt, nicht unähnlich in der ganzen Art des Auftretens den so häufigen Granitgängen im sächsischen Granulit; zumal eine solche grössere Linse lässt sich knapp vor dem Zuendegehen der Entblössungen, also knapp vor der Einmündung des Odrabaches auf einige Erstreckung das Ufergelände hinan verfolgen. Das Einfallen ist an der Schwarzawa und der Odra, wo der Gneiss hornblendeärmer und bei entschiedenerem Hervortreten der Gemengtheile noch deutlicher krystallinisch ist, constant nach SOS mit etwa 65 Grad im Mittel.

Eine wesentlich andere Zusammensetzung und wesentlich andere Lagerungsverhältnisse zeigt der übrige grössere Theil der Kwětnica. Verschiedene Abänderungen von Quarzit und ein dichter Kalk betheiligen sich an der Zusammensetzung dieses Theiles. Der Quarzit ist für das Gebiet des Nordostgipfels ein grauer, ziemlich feinkörniger, während gegen den südlichen, direct über Tischnowitz befindlichen Gipfel ein rother, stark eisenschüssiger Quarzit herrschend wird, dessen Quarzkörner zumeist etwas deutlicher hervortreten — zumal auf dem Rücken zwischen diesem Gipfel und dem zuvorerwähnten nordöstlichen. Auf diesem Südgipfel selbst mit seinem interessanten Complexe abgestürzter Blöcke ist der Quarzit derart von Quarzadern und Drusen von Bergkrystall und Amethyst durchspickt, dass das Grundgestein fast ganz zurücktritt. Dieser, hier nur besonders gesteigerte Quarzreichthum charakterisirt die Kwětnica, wie überhaupt das noch weiter zu besprechende nichtkrystallinische Terrain; er macht sich bemerkbar in der Form von Riesenblöcken reinen Quarzes, die oft für sich allein auf beträchtliche Strecken den Waldboden bedecken, und zeigt sich weiters in der Form jener bekannten, zerfressenen, zelligen, oft sehr bizarren Bildungen, wie diese zumal an den Felsen unterhalb des nordöstlichen Gipfels markant sichtbar werden. Im Liegenden, sowie im Hangenden des Quarzites tritt ferner Kalkstein auf, also am Südfusse, knapp über den Häusern von Tischnowitz und auf dem Hauptgipfel. Der Kalk ist in beiden Fällen dicht, blaugrau, schiefrig, übrigens von keineswegs constantem Charakter. Die Schiefrigkeit ist zumal an der tieferen der beiden Kalkpartien wahrzunehmen, wo sie in ausserordentlicher, oft an Dachschiefer erinnernder Weise hervortritt; im Gipfelkalke hingegen treten wieder oft dünne Thonschieferlamellen auf, die bei der leichteren Verwitterung des Kalkes als schmale, rothbraune

Leisten hervorstehen. Bei den bekannten westphälischen und anderen Kramenzelkalken, denen ja auch Thonschieferlamellen ihr charakteristisches Gepräge verleihen, sind diese nicht wie hier in horizontaler Richtung, sondern netzförmig verschlungen im Kalke angeordnet. Der Gipfelkalk hat eine bedeutend grössere Erstreckung, als bisher auf unseren Karten angegeben erscheint, und liegt vor Allem der Hauptgipfel — wie schon erwähnt — selbst noch in diesem Kalke und ebenso sind die nicht unbedeutenden Felsabstürze, welche an dem zum Odrabache führenden Hang anstehen, gleichfalls Kalk. Doch scheint uns hier keine ununterbrochene Kalkpartie vorzuliegen; wenigstens erscheint knapp hinter dem Gipfel auf dem Wege zum Odrabache auf etwa 30 Schritte wieder eine quarzitähnliche Bildung, welche direct als Breccie angesprochen werden kann und welche auch Bruchstücke von Kalk in sich enthält. In der Nähe dieses untergeordneten, aber vielleicht nicht unwichtigen Vorkommens sind oberhalb der Windfahne Schurfgräben angelegt und lassen sich da in diesem obersten Quarzite oft auf beträchtliche Entfernung nicht unmächtige Adern des hier nicht seltenen, fleischrothen derben Baryts verfolgen. Dieses Vorkommen ist vielleicht deshalb nicht unwichtig, weil es als der Lagerung nach jüngste Bildung vielleicht einmal die Handhabe bieten wird, eine Trennung des ganzen Kwětnica-complexes zu ermöglichen. Ganz nebenbei noch die Notiz, dass ich in der Nähe jener Schurfgruben ein Stück typischen Granites fand. Woher? — Das Fallen ist, wo es sich bei der oft mangelhaften Art der Aufschlüsse, der oft sehr störenden Absonderung und Schieferung bestimmen lässt, im Gebiete des Quarzites und Kalkes übereinstimmend nach W—WNW (meist nicht steil, z. B. 30 Grad). Der Quarzit und Kalk zeigt mithin ein Verflächen untereinander übereinstimmend, doch abweichend von dem des zuvor erwähnten Gneisses.

Sehr wenige dankbare Aufschlüsse bietet uns das am anderen Ufer der Schwarzawa gelegene, coupirte Waldterrain zwischen dem Lauczkabache und dem an der Zawist-Mühle vorbeifliessenden Bächlein. Und trotzdem lässt sich eine bedeutende Mannigfaltigkeit der geologischen Zusammensetzung erkennen. Wichtig ist, dass hier auch Phyllite (bei Vorkloster) in dem Complexe erscheinen, denen wir am jenseitigen Hange des Zawistbaches in noch grösserer Verbreitung begegnen werden. Das herrschende Gestein ist hier nicht mehr als Quarzit zu bezeichnen, sondern als glimmerreiche, schiefrige Quarzgrauwacke mit bald grösseren, bald kleineren, stets deutlich begrenzten Quarzstücken und die, wie bei Vorkloster, als grober Sandstein mit grossen violetten Quarzkörnern auftritt. Demselben eingelagert ist auf dem Schellenberg ein Kalk von ähnlichem Habitus, wie jener auf der Kwětnica.

Das interessanteste Glied des Complexes ist aber ein Quarzconglomeratzug, auf welchen wir hier westlich vom Orte Zawist knapp vor den ersten Häusern von Czernuwka stossen, wo die an dem Fusse des nördlichen Thalhanges sichtbar werdenden Riesenplatten diesem Conglomerate angehören. Wir sehen hier die reichlichen blassvioletten und rosarothen Quarzstücke, welche in verschiedenen Dimensionen von ganz unbedeutender bis zur Grösse von Taubeneiern und darüber auftreten, durchwegs in einer der allgemeinen Schichtung entsprechenden

Richtung parallel zu einander gelagert und an den Enden in die Länge gezogen, so dass spindelförmige Gestalten und solche, die einem Auge gleichen, resultiren. Und um diese so eigenthümlich geformten Quarzstücke schmiegt sich in Flasern das glimmerige Bindemittel regelmässig herum, es ist gelber Kaliglimmer, der nur selten die grünliche Farbe annimmt, welche in den als schiefrige Quarzgrauwacke bezeichneten Bildungen herrscht. Nicht selten tritt das Bindemittel weit zurück, wo dann die Quarzstücke fast allein an einander gereiht sich finden. Reine Quarzblöcke bezeichnen auch hier das Gebiet. Andererseits aber nimmt das Bindemittel auch wieder in der Weise zu und die Zahl wie Grösse der Quarzbrocken ab, dass daraus ein Glimmerschiefer hervorgeht, in welchem nur an den Bruchflächen grössere oder kleinere Quarzkörner sichtbar werden. Dies trifft zumal zu in den tieferen Partien des Conglomeratzuges, denen wir sofort begegnen, wenn wir denselben weiter gegen Nord den Thalhang hinauf verfolgen. Konnte man, sich begnügend mit den an der Thalstrasse liegenden gewaltigen Platten, noch im Zweifel sein, ob man es mit wirklich anstehenden oder nur abgestürzten Vorkommnissen zu thun habe, so schwindet der Zweifel bei dem weiteren Verfolgen dieses so sehr charakteristischen Zuges. Und wenn sich Fötterle's (l. c. pag. 75) Bemerkung, dass bei Czernuwka grosse Blöcke eines grobkörnigen Quarzconglomerates auf den Feldern umherliegen, auf unser Vorkommen bezieht, so erhellt, dass ihm das eigentliche, so markante Auftreten entgangen. Denn dasselbe tritt in einer bereits orographisch so auffälligen Weise hervor, dass es schon darum einer kartographischen Ausscheidung[1]) bedarf. Als ein imposanter Gesteinswall hebt sich unser Vorkommen von dem ringsum mit vielem Waldboden bedeckten Terrain scharf und deutlich ab und nur die abgestürzten Blöcke vermitteln den Uebergang von dem kahlen, nur mit Dorngestrüpp überwucherten Riff zu dem wohlbestandenen Waldboden. Die Richtung des Zuges ist rein nach N, die Breite und Höhe des Walles ziemlich constant; nur an einigen Punkten nimmt sowohl Breite wie Höhe ab und bezeichnen wohl auch, wie an dem grössten von den vielen, unser Waldgebiet durchziehenden Kreuz- und Querwegen, die darum auch eine genauere Orientirung nicht zulassen, nur einzelne Blöcke mit den so charakteristischen, auseinandergezogenen violetten Quarzbrocken den Zug. In dieser Weise geht derselbe, nachdem er sich durch das Waldgebiet bis zu den Höhen oberhalb Vorkloster verfolgen liess, für diese, die nördliche Thalseite des Zawistthales zu Ende. Ist es auch nicht immer leicht, an diesem Zuge von Quarzconglomerat bei seiner Absonderung in grobe Platten die Fallrichtung zu bestimmen, so lässt sich doch ein deutliches Einfallen nach WSW nicht verkennen.

Aber auch auf dem südlichen Thalhange lässt sich von Czernuwka, nachdem man nur die Lehmbedeckung des Thalbodens hinter sich hat, unser Vorkommen weiter verfolgen; zuerst in dem hier mehr schütteren Wald allerdings nur in der Form von kleineren, nicht zu-

[1]) Ein Kärtchen der Umgebung Brünns von Dr. K. Schwippel (Jahresbericht des deutschen Gymnasiums. Brünn 1882) gedenkt bereits dieses Conglomeratzuges.

sammenhängenden Erhebungen des Bodens und den einzelnen herumliegenden Blöcken. Doch schon hinter der bald darauf sichtbar werdenden Waldblösse erscheint auch wieder wie am jenseitigen Hange die riffartige Erhebung, nur in einer etwas gegen W von der N-Linie abweichenden Richtung. Das dort Geschilderte lässt sich auch auf die südliche Fortsetzung übertragen, die vor Wohanschütz ihr Ende findet.

An manchen Stellen bezeichnet dieser Conglomeratwall zugleich die westliche Grenze der in der vorliegenden Skizze hauptsächlich zu erwähnenden, nicht krystallinischen Bildungen. Sichtbar wird dies z. B. an dem höheren, dem zweiten unter den von Czernuwka zu den nördlichen Höhen führenden Wegen, wo in winzigen Aufschlüssen ein granitischer Gneiss mit Häutchen von Hornblende über die Strasse zieht; doch lässt sich aber, wie leider an den meisten Punkten, wegen der Geringfügigkeit des Aufschlusses nichts über die Art der Begrenzung zwischen den beiden Bildungen sagen. Höher hinauf sind Phyllite das Nachbargestein des Conglomerates, über deren Stellung man sich unklar ist; gegen das Thal hinab aber weichen, wie dies schon Wolf kartirte, die deutlich krystallinischen Bildungen weiter nach West zurück. Innerhalb dieser (der Gneisse) herrscht NW-Fallen.

Mangelhaft sind die Beobachtungen, welche ich in dem Gebiete der Orte Peischkow, Wohanschütz und Březina machte, wo theils die reiche Waldbedeckung, wie anderseits der hoch hinaufreichende Löss die Beobachtungen recht erschweren und man gar nicht selten auf beträchtliche Erstreckungen nur nach wenigen Lesesteinen sich orientiren muss. Ich gedenke des Kalkes östlich von Wohanschütz, der, wie ich hervorheben muss, einen von dem Habitus der übrigen in unserem Gebiete auftretenden Kalke verschiedenen Charakter besitzt, indem er nicht dicht und von flachmuschligem Bruch ist, wie jene. Zwischen der Rothen- und der Jarosch-Mühle an der Schwarzawa offenbaren mehrere Aufschlüsse eine sehr wechselnde Zusammensetzung, so bereits jene, welche die vielen aus der Gegend der Rothen Mühle zu den Höhen hinaufführenden, in den mächtigen Löss tief eingeschnittenen Hohlwege darbieten. So erscheint in jenem, der als der zweite gegen Süd nach dem zu den Höhen hinaufziehenden Hauptwege folgt, im Zusammenhang mit Kalk und nur ganz local eine Breccie, welche nicht abgerundete Bruchstücke eines mürben Thonschiefers enthält; welche nähere Bewandtniss es mit dieser Bildung habe, und welcher Entstehung sie sei, konnte ich wegen der auf wenige Schritte beschränkten Erstreckung nicht eruiren. Ueber dem ziemlich hoch hinaufreichenden Kalke, der nicht selten eine bis ins Detail gehende Fältelung aufweist, erscheint dann wieder die graue, ziemlich feinkörnige Quarzgrauwacke, zum mindesten ihre Gegenwart durch die reichlichen Quarzblöcke verrathend. Das Fallen ist SOS. Ein Gleiches zeigen die ziemlich rasch wechselnden Bildungen, welche weiter südlich gegen Březina folgen, Phyllite von theils grauer, theils tiefgrüner Färbung, auf welche gegen die Höhe, also nach West, ohne merklichen Uebergang schiefriger, dichter Quarzit folgt. Indem wir denselben Phylliten wieder begegnen in der Tiefe des Zawistthales (rechtes Ufer), wo dieselben mit den Quarziten und Grauwacken wechsellagern, erkennen wir wohl auch jene als Glied unseres Complexes. Die an der genannten Thalseite be-

findliche Höhe der Wegruwka zeigt die schiefrige Quarzgrauwacke in besonders schöner Ausbildung, wo kleine und grosse Quarzkörner in einer Grundmasse von flaserigem grünen Glimmer liegen. —

Zwar nicht in Zusammenhang stehend mit den in dieser Arbeit vorzugsweise besprochenen nicht krystallinischen Bildungen, muss ich doch noch zweier Vorkommnisse gedenken, welche — für sich von eigenartigem Interesse — die Mannigfaltigkeit der Gegend um Tischnowitz illustriren helfen. Dieselben betreffen die Gegend östlich, respective nordöstlich von Tischnowitz, nahe dem Dorfe Zelezny. Ziemlich isolirt ragt nördlich des genannten Dorfes ein fast vegetationsloser, beinahe kreisrunder Hügel aus dem flachwelligen Lössterain der nächsten Umgebung hervor, an welches sich östlich und zwar unmittelbar hinter dem Dorfe, das Gebiet des Rothliegenden anschliesst. Der genannte Hügel lässt in manchen Wasserrissen das anstehende Gestein erkennen; dasselbe ist der Hauptsache nach Glimmerschiefer, an manchen Stellen in dichten Quarzit übergehend mit zwei demselben eingelagerten Partien von Kalkstein, der ein mehr krystallinisches Aussehen hat als der auf der Kwětnica u. a. erscheinende, und welcher nicht selten auch schön ausgebildeten Tremolit enthält. Die Nordwestseite des Hügels ist durch den Lomnitzkabach blossgelegt und gegen Nord trennt eine unbedeutende Schlucht den Hügel von einem weiteren, aus reinem Gneiss bestehenden; noch weiter nördlich führt sodann von dem Wege nach Hajek ein wenig gangbarer Hohlweg gegen Ost zur Höhe hinan, in welchem Thalrisse man die orographisch gar nicht hervortretende Grenze von Gneiss, respective Glimmerschiefer — dessen goldgelber Grus die Schlucht färbt — und Rothliegend passirt. In diesem Hohlwege liegen übrigens auch einzelne Trümmer von Granit (Pegmatit), der mir indessen anstehend nicht bekannt wurde. An der dem Lomnitzkabache zugekehrten Nordwestseite dieses Hügelgebietes erscheint nun das eine der noch zu erwähnenden Gesteinsvorkommnisse, welches bereits Fötterle (l. c. 73) erwähnt, wie folgt: „Hier muss wohl auch jenes Hornblendegesteines nordwestlich bei Zelezny erwähnt werden, welches hier eruptivartig auftritt; es hat den Gneiss in seiner Lagerung vielfach gestört und tritt auf eine Strecke von etwa 20—25 Klafter zu Tage. Es ist zum grossen Theile schon verwittert und zerfällt zu Grus; mitten in dem verwitterten Gesteine sind grosse, ganz abgerundete Stücke von der Eigrösse bis zu mehreren Kubikfuss Grösse, gleichsam eingebacken. Das Gestein zeigt keine andere Beimengung als Hornblende."

Noch aus der von Wolf stammenden Aufsammlung hatte Herr v. John dieses Vorkommen zum Gegenstande eingehender Untersuchungen gemacht, aus denen hervorging, dass das rein körnig entwickelte Gestein absolut hornblendefrei ist und im Wesentlichen aus Plagioklas, Augit und Olivin besteht, zu welchen Bestandtheilen sich in geringerer Menge Biotit und Magnetit gesellen. Der Olivin tritt übrigens an den verwitterten Exemplaren deutlich makroskopisch hervor. Es ergab sich darum die Bezeichnung: Olivin-Diabas; doch auch der anderen, sich so interessant ausnehmenden Wahrnehmungen, die Fötterle zu machen so glücklich war, konnte ich trotz ziemlich genauer Begehung der Strecke nicht wieder theilhaft werden. Das eruptivartige Auftreten,

vor Allem aber die durch das Gestein bewirkte Störung des Gneisses und das Eingebackensein abgerundeter Stücke in dem Hauptgesteine sind mir leider gänzlich entgangen. Was ich sah, beschränkte sich auf Folgendes: Den Bach aufwärts gehend beobachten wir zuerst an ein paar Stellen Flussgerölle dieses schwarzen Olivin-Diabas, wie wir den schwarzen Kugeln auch schon in den Mauern des Dorfes Zelezny begegnet sind. An dem Punkte, von wo aus Fötterle ohne Zweifel seine Beobachtungen gemacht hat, erscheinen, nachdem wir am Thalhang den Kalk, sowie den hornblendereichen Gneiss passirt, mit einemmale an dem längs des Baches ziehenden Wege in gehäufter Menge, aber auf eine nicht grössere Erstreckung, als Fötterle angibt (150 Schritte), grosse und kleine schwarze Kugeln unseres Gesteines und etwa neun grosse Blöcke mit höckerig abgerundeten Formen bis zu der Höhe von beiläufig einem Meter. In dem aufgerissenen Hange ragen aus dem Lehm, der an einer Stelle mit Flussschotter wechselt, etliche dieser buckeligen Blöcke, wohl auch kleine Kugeln hervor, die sich loslösen lassen und dann eine mit schwarzem Grus erfüllte Höhlung zurücklassen. Weiter beobachten wir nichts. Und sind wir über den am Bache durch die Anhäufung der Blöcke und Kugeln bezeichneten Punkt hinaus, so finden wir am Hange anstehend Gneiss, conform mit dem weiter nordöstlich folgenden gelagert. Aber auch den Berg hinan lässt sich ebensowenig wahrnehmen; wohl scheint es, als könnte ein schwarzer hinanziehender Streifen den Weg weisen; doch überzeugt man sich von der Täuschung, indem man an der Höhe, wo die Schwärze des Bodens besonders stark hervortritt, vor einer Graphitschurfgrube steht, deren unreiner, übrigens bisher auch nicht bekannt gewordener Graphit in Verbindung mit Kalk steht.

Und trotzdem wir also ausser den herumliegenden Blöcken eigentlich kein anstehendes Vorkommen wahrnehmen, müssen wir doch aus der Beschränkung auf eine räumlich so scharf markirte Erstreckung das Anstehen des Olivin-Diabas hier supponiren. Es bedeutet dieses Olivin-Diabasvorkommen das erste für Mähren; die olivinfreien Diabase und Schalsteine im nordostmährischen Devon sind mit diesem in keinerlei Parallele zu stellen.

Das zweite Vorkommen befindet sich wieder südlich des genannten Zelezny. Hier erscheint eine klar sich von dem umliegenden Tegel abhebende kleine, mit paar Bäumen bestandene Kuppe, auf der wenige, höchst untergeordnete Aufschlüsse Granit erkennen lassen.

Die noch weiter südliche Kluzaina besteht aus deutlichem Gneiss und Glimmerschiefer, auf welchen im östlichen Theile ohne irgendwelche orographische Grenze das Rothliegende folgt, wie wir es höher gegen Hajek hinauf in jener unwegsamen Schlucht gesehen.

Darf vielleicht auch das eben entworfene Bild von der Geologie der Gegend um Tischnowitz bei ihrem mannigfach wechselnden und nicht immer leicht zu verfolgenden Charakter nicht den Anspruch erheben, alle Details desselben in Bezug auf Zusammensetzung und Lagerung erschöpft zu haben, so kann doch auf Grund der hier gegebenen Daten dieses gefolgert werden:

1. An der Zusammensetzung des Gebietes betheiligen sich neben krystallinischen Schiefern eine Reihe von mehr oder minder grobkörnigen Quarziten, die — selbst von mannigfachem Charakter — in Conglomerate übergehen, glimmerreiche Quarzgrauwacken von meist schiefriger Ausbildung bei wechselnden Dimensionen der Gemengtheile, Phyllite, die bald den aus entschieden archäischen Gebieten bekannten, bald den aus beglaubigt paläozoischen gleichen, ein markanter Zug von Quarzconglomerat mit sogar faustgrossen, in die Länge gezogenen Geröllen, die in den tieferen Lagen gegen das glimmerige Bindemittel zurücktreten und endlich Kalke von weitaus dichtem, nicht krystallinischem Charakter. Die echt klastische Natur dieser Bildungen ist aber bei den scharfen Umrissen der abgerollten, respective ausgezogenen Quarzgemengtheile, die ja — wie wir sahen — sich oft ablösen, unverkennbar.

2. Die Trennung dieses vorwaltend klastischen Complexes von den krystallinischen Bildungen ist zwar durch eine orographische Grenze nicht markirt, wie auch zwischen den krystallinischen und den Rothliegendbildungen eine solche fehlt. Petrographisch aber ist jene für die meisten Punkte wohl durchführbar.

3. Soweit die Aufschlüsse an der Grenze zwischen krystallinischen Bildungen und den als eigentlicher Schichtencomplex von Tischnowitz zu bezeichnenden ein Urtheil gestatten, herrscht zwischen beiden keinerlei Uebereinstimmung der Lagerung, vielmehr lässt sich an zwei Punkten eine entschiedene Discordanz ersehen.

4. Es ist auf Grund dieser petrographischen und Lagerungs-Differenzen nicht thunlich, den Complex von Tischnowitz mit den krystallinischen Bildungen zu vereinigen, es kann daher nicht die Behauptung aufgestellt werden: bei Tischnowitz erscheint eine Reihe von Grauwacken, Conglomeraten etc. als integrirender Theil des archäischen Schichtenverbandes. —

Diese in vorliegenden Zeilen im Sinne Heinrich Wolf's vertretene Anschauung erhält übrigens noch mehr Stütze durch einen Hinblick auf dasjenige, was als wissenschaftlich sichergestelltes Resultat aus den an Zahl keineswegs geringen Nachrichten über archäische Conglomerate sich herauskrystallisirt hat. Es sei darum, immer in Hinblick auf unser Vorkommen, der kleine Excurs auf diese verschiedenwerthigen Nachrichten gestattet.

Ueberhaupt neu in Fluss gekommen ist die Frage: „Kommen echte Conglomerate im archäischen Schichtencomplexe als von diesem untrennbare Einlagerungen vor?“ hauptsächlich durch die Entdeckung von geröllführendem Gneiss in der Glimmerschiefer-Formation des sächsischen Erzgebirges bei Ober-Mittweida (Annaberg SW). Ueber dieses durch A. Sauer 1879 bekannt gewordene und detaillirt beschriebene Vorkommen (Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen; Section Elterlein. — „Ueber Conglomerate in der Glimmerschiefer-Formation des sächsischen Erzgebirges“, Zeitschrift f. d. ges. Naturwiss. 1879) seien hier nur wenige Worte am Platze; der Name Ober-Mittweida hat ja seither so guten Klang in der europäischen Geologie erhalten, den er auch wohl durch die neueste

Arbeit des Herrn Prof. Justus Roth („Ueber geröllführende Gneisse von Ober-Mittweida im sächsischen Erzgebirge.“ Sitzungsber. d. k. preuss. Akad., Berlin 1883, pag. 609 ff.) nicht verlieren wird, der die Conglomeratnatur jenes Vorkommens mit Entschiedenheit leugnet. Es sprechen wenigstens, wie mich dünkt, die Aufschlüsse in den zwei kleinen Steinbrüchen beim Hammer von Ober-Mittweida, die heuer kennen zu lernen mir vergönnt war, sowie das reiche Aufsammlungsmaterial im Museum der geologischen Landesaufnahme in Leipzig [1]) denn doch eine beredte Sprache für die ursprüngliche Deutung. Nur so viel sei hier bemerkt, dass sich theils Gneiss mit vereinzelt eingeschlossenen Geschieben findet, theils eigentliche Conglomeratlagen, in denen die Gerölle also dicht bei einander (doch wieder in demselben Gneisse) liegen, dass diese sowohl einem granitischen wie gneissigen und quarzitischen Materiale angehören und dass das Gneiss-Cäment endlich in biotitschieferähnliche Schichten, welche durch Schmitzen und Knoten scheckig aussehen, übergeht. Der gerölleführende und echte Gneiss sind tektonisch und petrographisch auf das innigste mit einander verbunden. Das ganze Vorkommen ist local sehr beschränkt. Bei Crottendorf (auch Section Elterlein) herrschen anologe, aber minder deutliche Verhältnisse. An diese erst vor wenigen Jahren bekannt gewordenen Vorkommnisse echter gerölleführender Gneisse reiht sich ein Gesteinsvorkommen, das, wiewohl es seit langem zwar schon bekannt, endgiltig aber doch erst auch wiederum durch die jüngsten Aufnahmen enträthselt wurde. Ich spreche von dem bald als Glimmertrapp (zumeist), bald als Variolit, bald als Fruchtschiefer, bald als Abänderung des Gneisses, bald als metamorphosirte Grauwacke bezeichneten Vorkommen, welches von mehreren Punkten im sächsischen Erzgebirge bekannt ist. Das ganz besonders typische Vorkommen bei Metzdorf (Section Schellenberg) hat A. Sauer, unter dessen freundlicher Führung ich die Verhältnisse an Ort und Stelle kennen lernte, mit Evidenz als „dichte Modification“ des Gneisses erwiesen und das von Mauersberg (Section Marienthal) Schalch; ebenso constatirte Sauer 1882 ein gleiches für die auf österreichischem Gebiete gelegenen Vorkommnisse bei Pressnitz (Section Kupferberg). In diesem eigenartigen Complexe erscheinen neben den eigentlichen „dichten“ (respective feinkörnigen) Gneissen solche von wechselndem Reichthum an klastischen, oft freilich nur mikroskopischen Bestandtheilen, wobei wohlvermittelte Uebergänge von daran reichen Bildungen durch die eigentlichen „dichten Gneisse“ zu deutlich krystallinischen führen. Dass all diese Bildungen eine geologische Einheit bilden mit durchwegs übereinstimmender Lagerung, wird von allen Punkten hervorgehoben (vergl. das Profil bei der Pressnitzer Oelmühle u. a.).

Aus der dritten, zugleich kleinsten jener archäischen Falten, welche den Bau Sachsens bestimmen, dem Gebirge um Strehla, ist seit langem ein Conglomeratvorkommen bekannt, das Naumann bereits 1845 (Leonhard's Jahrbuch, pag. 749) beschreibt und als Umwand-

[1]) Sei es mir hier gestattet, Herrn Oberbergrath Credner und meinem liebenswürdigen Mentor Dr. Sauer für die vielfältige Mühe, mit der sie mir den dreiwöchentlichen Aufenthalt im sächsischen Mittel- und Erzgebirge zu einem so lehrreichen gestaltet, hier meinen herzlichen Dank zu sagen.

lungsproduct eines geröllefübrenden jüngeren Thonschiefers durch die Gewalt des nahen Granites erklärt, während die letzte Arbeit, nicht der sächsischen Landesaufnahme, sondern nur eine Privatstudie des Herrn Hans Pohlig (Zeitschrift d. geol. Gesellsch. Bd. 29, pag. 545 ff.) den Gneissglimmerschiefer mit seinen eiförmig abgerundeten Geschieben als integrirendes Glied des archäischen Complexes ansieht, eben wieder auf Grund der angeblich völlig übereinstimmenden Lagerung.

Aus dem archäischen Massive von Böhmen beschreibt Jokély (dieses Jahrbuch V, pag. 202) ein sonst nicht weiter erwähntes Vorkommen, welches er ein „Afterconglomerat" nennt. Innerhalb der rings von Granit umschlossenen und durch diesen von dem übrigen Schiefergebiete abgeschlossenen Phyllitinsel, die sich von Newiesitz am linken Moldauufer durch etwa drei Meilen gegen Nordost erstreckt, innerhalb dieser Phyllitinsel, welche Jokély streng von dem westlich gelegenen untersilurischen, respective primordialen Schiefergebiete getrennt hält, erscheint neben eigentlichen Phylliten, gneiss- und glimmerschieferähnlichen Schichten, neben Dioritschiefern und Quarziten zwischen Tinčin und Wettin (Chlumetz $^3/_4$ Meilen SW), „eine Quarzitpartie, die insoferne ein ganz besonderes Interesse gewährt, da der Quarzit hier in eine conglomeratartige Bildung übergeht. Die Quarzitmasse nimmt in der Mitte ihrer Mächtigkeit allmälig zahlreiche, geschiebeähnliche Körper auf, welche sich stellenweise in der Art vermehren, dass bei fast gänzlichem Zurücktreten des Quarzitcämentes, sie, ganz dicht an einander gedrängt, die Gesteinsmasse für sich allein zusammensetzen. Die Form der geschiebeähnlichen Körper ist meist langgestreckt, ei- oder dattelförmig, das Material, ein Quarzit von ungleichem Habitus, übereinstimmend mit dem Cäment. Selten nur gelingt es, die einzelnen, mit der Quarzitgrundmasse gewöhnlich innigst verschmolzenen [1]), geschiebeartigen Körper herauszulösen" (l. c. pag. 220). Nach der vom Entdecker selbst diesem Vorkommen gegebenen Deutung und nachdem keine neueren Nachrichten darüber vorliegen, wird wohl auf dieses Vorkommen im Folgenden nicht Bezug genommen werden können.

Aus dem übrigen böhmischen archäischen Gebiete wird sonst keine hier anzuführende Bildung erwähnt, und wenn man etwa geneigt wäre, in den von der Höhe des Erzgebirges beschriebenen, nicht krystallinischen „Hohenstein"-Schiefern, einem völlig vereinzelten Vorkommen mitten in dem grossen archäischen Gebiete, ein theilweises Analogon der von den sächsischen Geologen aufgestellten „dichten", respective klastische Massen führenden Gneisse zu sehen, so widerspricht dem Laube's („Geologie des böhm. Erzgebirges", I. Bd., pag. 74) Angabe von übergreifender Lagerung.

Sichergestellte Vorkommen auf österreichischem, respective ungarischem Boden sind überhaupt nicht bekannt; denn in dem von Stur aufgefundenen Conglomeratlager im krystallinischen Thonschiefer des Nevoj-Berges bei Illova im Banatergebirge wird (v. Hauer: geolog. Uebersichtskarte, Text zu Blatt VIII, pag. 14) eine umgeänderte

[1]) Die in den Sammlungen der Anstalt befindlichen Stücke lassen übrigens doch wohl Abgrenzungen zwischen der Grundmasse und den quarzitischen Einschlüssen erkennen.

jüngere Sedimentbildung erblickt, und bezüglich eines Vorkommens aus den krystallinischen Schiefern des Comitates Krassó-Szörény äussert sich Böckh, sowohl was das Alter wie die Conglomeratnatur betrifft, selbst sehr zurückhaltend (Jahresbericht d. k. ung. geol. Landesanstalt 1882, pag. 80). Bezüglich eines Hornblendeschiefers endlich mit deutlichen Geröllen von Quarz, Gneiss, rothem Glimmerschiefer u. a. von der Dreifaltigkeitsgrube in Göllnitz ist mir keine aufklärende Literaturangabe bekannt geworden.

Aus dem Ober-Elsass erwähnt Rosenbusch (N. Jahrbuch 1880, pag. 61) von Thalhorn im Thurthale ein von der französischen Aufnahme (Köchlin-Schlumberger's) als „conglomerate gneissique" bezeichnetes Vorkommen, dessen Conglomeratnatur Rosenbusch als erwiesen ansieht, während ihm die echte Gneissnatur des Cämentes problematisch scheint. Die neue deutsche Detailaufnahme des Elsass hat das Gebiet noch nicht erreicht.

Nicht unbedeutend ist die Anzahl von Conglomeratvorkommnissen, welche aus dem grossen archäischen Gebiete der skandinavischen Halbinsel erwähnt werden. Allerdings scheint es auf den ersten Blick misslich, in einem Augenblicke, da Hans Reusch in einem entschieden krystallinischen Schiefercomplexe Fossilreste fand, die auf Unter-, respective Obersilur deuten, ältere Angaben, welche von dem neu gewonnenen Standpunkte dieser jüngsten bedeutsamsten Errungenschaft nordischer Geologie aus noch nicht überprüft sind, zu citiren; nachdem aber die Bergenschiefer, in welchen Reusch die silurischen Trilobiten etc. fand, bereits früher als Glied der über dem Urgebirge und über der Sparagmitetage liegenden Blauquarzetage galt, welche als metamorphosirtes Aequivalent des Primordials, respective Untersilur aufgefasst wurde, nachdem Reusch's Entdeckung also eine schon früher ausgesprochene Vermuthung glänzend bestätigt, dürfen wohl Vorkommnisse aus jenem tieferen, so überaus mächtigen Complexe als aus archäischem Gebiete betrachtet werden.

In Kjerulf's „Geologie des südlichen und mittleren Norwegen" finden sich (pag. 101 u. a.) mehrere Angaben über archäische Conglomerate zusammengestellt, ohne dass jedoch genauere Mittheilungen über deren petrographischen und tektonischen Verband mit krystallinischen Bildungen etc. erfolgten; nur das kann hervorgehoben werden, dass die „Spur von Conglomerat" bei Elverum in einem zusammengehörigen, in Falten gelegten Complexe von Glimmer-, Quarzschiefer und Helleflinta erscheint, und dass sämmtliche Vorkommnisse lediglich localer Natur sind bis auf eines, aber nur kurz angeführtes (von der Folgefon-Halbinsel).

Kjerulf bezeichnet auch die Sparagmitetage als ein aus Trümmergesteinen zusammengesetztes azoisches Grundgebirge, welches sich nur als stellvertretendes Aequivalent des eigentlichen krystallinischen Complexes erweise. Doch ergibt sich aus vielen Punkten der schwankende Charakter des Sparagmitgebirges. Ich wende mich darum zu den vielen, aus Schweden bekannt gewordenen Vorkommnissen.

Bezüglich dieser verdanke ich der Güte Herrn Dr. Hj. Sjögren's die folgenden zusammenfassenden Mittheilungen:

1. Im schwedischen archäischen System gibt es wahre Conglomerate, die bis jetzt wenigstens von 18 Fundorten bekannt sind.

2. Sie gehören sämmtlich der oberen Abtheilung, der Granulit- (Helleflinta-) Etage des archäischen Systemes an; unter den eigentlichen Gneissen sind bis jetzt niemals Conglomerate beobachtet worden.

3. Gewöhnlich kommen dieselben sporadisch und sehr local vor; nur die Bildungen im Tössö- und Tydje-Kirchspiel (Dalsland), jene von Solyö- und Skäpafält (Dalsland) und die des Grythyttefält (Nerike-Westmanland) haben eine grössere, mehrere Kilometer betragende Erstreckung. Doch sind diese weiter verbreiteten Conglomeratlagen wahrscheinlich von jüngerem Alter als die anderen, nur local vorkommenden archäischen Conglomerate.

4. Die Vereinigung zwischen Grundmasse und den Rollstücken ist eine sehr innige, daher die Conglomeratnatur nicht leicht erkennbar. Zudem sind Grundmasse und Gerölle mehr oder weniger metamorphosirt und gewöhnlich beide auch sich petrographisch sehr nahestehend.

5. Oft erscheinen die Gerölle gepresst und gestreckt.

Hervorzuheben wäre daraus für unseren Zweck, dass es sich um sporadische Vorkommnisse von oft schwer zu erkennender Conglomeratnatur — weshalb denn auch Prof. Roth (l. c. pag. 7) das Conglomerat von Rödja als solches nicht anerkennt — in der oberen Abtheilung des archäischen Schichtcomplexes handelt. Doch ist es vielleicht räthlich, mit Angaben aus der oberen krystallinischen Schichtenreihe überhaupt wenig zu operiren, nachdem ja und gerade in der nordischen, besonders der englischen Geologie, die Begriffe von oberem Archäischen, respective Huron und Cambrium, in steter Verschiebung begriffen sind; vergl. die jüngste Controverse zwischen Bonney und Hicks bezüglich der angeblich präcambrischen Conglomerate von St. David.

Es sei daher nur in Kürze erwähnt, dass in dem nach Hicks discordant vom Cambrium überlagerten Pebidian wie im Dimethian (oberes Laurentinisch) veränderte Conglomerate von den Gesteinen des noch tieferen Lewisian auftreten, wie überhaupt die Zahl der aus England gemeldeten Vorkommnisse eine bedeutende ist; ich erinnere an Callavay's Angaben (Quart. journ. 1881, pag. 210) für die Insel Anglesee, die alten Angaben von Murchison für Nordschottland u. a. Gegenüber diesem beträchtlichen, aber ziemlich unsicheren Materiale ist jüngst aber ein Conglomeratvorkommen aus den untersten archäischen Gliedern von Nordwestschottland bekannt geworden durch James Thomson (Geol. Mag. 1883, Nov.), über das aber jegliche nähere Angaben noch fehlen. Bekannt ist seit Langem, dass aus dem nordamerikanischen archäischen System eine Anzahl von Conglomeraten beschrieben wurde. Von dem wichtigsten derselben aus Canada (Bastard) gibt Logan („Geologie", pag. 34) in dem von ihm mitgetheilten Profile an, dass es in vollem Verbande mit den übrigen krystallinischen Bildungen stehe. Bezüglich seiner Natur scheint es von den sächsischen Vorkommnissen abzuweichen, indem das Bindemittel selbst bereits eine klastische Bildung ist. Aus dem oben angeführten Grunde sei auf die vielen aus huronischen Bildungen angeführten Conglomerate nicht eingegangen, wo diese allerdings ganz ungeheuere Erstreckung haben, wie denn Credner („Gliederung der eozoischen Formation Nordamerikas",

pag. 353) denselben eine Mächtigkeit von 3000 Fuss beimisst. Von analog grosser Mächtigkeit ist ferner der von Richthofen („China", II, pag. 367, 565 u. a.) als Wutaiformation zusammengefasste Complex von krystallinischen Schiefern und Conglomeraten (2000 Fuss), über der dann erst discordant die sinische Formation folgt.

Dass sehr viele weitere Angaben durch spätere Untersuchungen als falsch sich erwiesen, indem den angeblich archäischen Conglomeraten bald ihr Alter (vergl. die Angaben Cotta's über Geschiebe im Kalke des Eisenthales in der Bukowina, Leonhard's Jahrbuch 1854, pag. 57 u. a., der später als triadisch sich erwies), bald ihre echte Conglomeratnatur genommen wurde (vergl. die oftmalige Verwechslung mit sogenannten Dattelquarziten u. a.), liegt auf der Hand.

Aus den angeführten Details ergibt sich, dass, wie gross auch die Zahl der in der neueren Literatur niedergelegten Angaben von archäischen Conglomeraten sei — und bei der Unmöglichkeit, die gesammte Literatur über archäische Gebiete zu beherrschen, ist die gegebene Liste eine gewiss sehr unvollständige — die Zahl hinwiederum der als wissenschaftlich sichergestellt zu betrachtenden eine nur geringe ist. Für diese aber gilt im Allgemeinen, dass sie locale Bildungen seien, mit den übrigen krystallinischen in innigem Verbande stehen und selbst insoweit krystallinisch sind, als die Grundmasse es ist.

Es scheinen aber alle diese für die sicheren archäischen Conglomerate gewonnenen Momente, mit dem Schichtencomplexe von Tischnowitz verglichen, gleichfalls gegen die Fötterle-sche Deutung zu sprechen, wie denn diese bei der hohen theoretischen Wichtigkeit, sowie der eigenartigen Difficilität der durch diese tangirten Frage nur unter den beweisendsten und zwingendsten Momenten zu acceptiren wäre. Denn die Zahl der unsicheren Angaben archäischer Conglomerate ist ohnehin schon eine sehr beträchtliche.

Eine genauere Altersdeutung des Complexes von Tischnowitz wird sich aber erst durchführen lassen, bis wir die noch zu besprechenden anderen Grenzbildungen kennen gelernt.

Südwestlich des eben besprochenen Gebietes erscheint bei Lažanko, dann weiter bei Swatoslau wieder ein Complex, der mit jenem von Tischnowitz in engem Zusammenhange zu stehen scheint. Es betheiligen sich neben Gneissen und Thonglimmerschiefern Phyllite, welche den im Complexe von Tischnowitz (z. B. im Zawistthale) auftretenden ähneln, und Kalke, die wieder mit einzelnen der früher besprochenen in Vergleich gestellt werden können, an dem Aufbau dieses Gebietes. Nachdem ich jedoch dasselbe nicht näher kennen zu lernen Gelegenheit fand, möchte ich mich eines Urtheiles über dasselbe enthalten; umsomehr als über dieses auch wieder widersprechende Ansichten aufgestellt wurden.

Fötterle reiht den Complex in dem öfters genannten Berichte gleichfalls zum Krystallinischen, während freilich auch dieser Complex etliche Seiten zuvor (im Berichte über die Aufnahme von 1854, pag. 45) als von Grauwackenalter angegeben erscheint; diesmal aber sogar von Fötterle selbst! Und wieder einige Jahre später schreibt

Hinterhuber (dieses Jahrbuch XV, Verhandl. 108), auch wieder nur en passant einer Mittheilung über das Eisenvorkommen von Swatoslau und Lažanko, „man betrachte die sie begleitenden Gesteine in neuester Zeit als metamorphosirte Gesteine der Grauwackenformation“ . . . . .

Ohne bei diesen widerspruchsvollen Angaben zu verweilen, möchte ich nur hervorheben, dass, wie das Profil des Mauergrabens lehrt, die deutlich krystallinischen Gesteine mit den problematischen in engem geologischen und petrographischen Zusammenhange stehen, sowie dass zwischen denselben eine Discordanz nicht wahrzunehmen ist, vielmehr alle Bildungen regelmässig in SO fallen mit beiläufig 30°. Es würden diese Umstände für das Gebiet von Lažanko zu Gunsten Fötterle's sprechen.

Ueberschreiten wir aber nunmehr den Rothliegendzug und wenden uns zu den zwischen diesem und dem Syenite gelegenen Bildungen, so darf zunächst constatirt werden, dass die über diese vorhandene Literatur, soweit sie mir bekannt, wenigstens um etliche Zeilen reicher ist, als die über die früher erwähnten Vorkommen, wenn gerade auch da nicht eben allzuviel Positives zu vermelden ist. Aber wenigstens insoferne stimmen die Mehrzahl jener Geologen, die dieser Kalkvorkommnisse gedenken, überein, als sie denselben ein devonisches, allerdings auch nicht durch einen einzigen Petrefactenfund sichergestelltes Alter zuerkennen.

Zuerst hat, meines Wissens, Carl Reichenbach die Ansicht von der Gleichaltrigkeit des Kalkes von Czebin und dessen Fortsetzungen bis Boskowitz mit jenem von Blansko ausgesprochen („Geologische Mittheilungen aus Mähren“ 1833, pag. 90 u. a.); allerdings bezeichnet er irrigerweise diesen als Kohlenkalk und consequent dann jenen von Czebin ebenso, doch genügt uns Reichenbach's Ansicht von der Gleichaltrigkeit beider. Ebenso urtheilt 20 Jahre später Fötterle (l. c. pag. 78), sich auf (wohl nur mündliche?) Mittheilungen von Reuss berufend, und als Gründe für diese Altersdeutung nennt er die Unterlage, welche der Kalk dem Rothliegenden gibt, sowie den Zusammenhang mit den entschieden devonischen Gebilden bei Boskowitz. Und so erscheint denn auch auf der v. Hauer'schen Uebersichtskarte zwischen dem Rothliegenden und dem Syenite ein schmaler Saum Devonkalk. Eine von dieser abweichende Ansicht vertritt Herr Professor Suess. Er gedenkt des Kalkes auf Schloss Eichhorn in jenem Profile, in welchem er („Entstehung der Alpen“, pag. 70) das Terrain zwischen dem archäischen Gebiete im Westen und dem Devon östlich von Brünn durchquert. Suess sagt a. a. O., in dem Kalke von Eichhorn nach Zechsteinfossilien gesucht zu haben, und gründet diese Altersvermuthung auf die „concordante Ueberlagerung des Rothliegendsandsteines durch den Kalk, welcher mit jenem regelmässig in O falle“, während, wie wir soeben gesehen, Fötterle hinwiederum von Ueberlagerung durch Rothliegend gesprochen. —

Die Kalke, welche diesen zwischen Rothliegendem und Syenit liegenden und dementsprechend die Richtung nach SWS einhaltenden Saum bilden, erscheinen bei Boskowitz, B.-Aujezd, Czernahora, Skalitzka, Millonitz, Czebin bis Eichhorn, und sie erscheinen noch

weiter südlich wieder bei Tetschitz, Eibenschitz, Kromau und Kodau. Es repräsentirt dieser, freilich nicht zusammenhängende Kalksaum eine Längenerstreckung von über 50 Kilometer, und da, wo er, wie ich glaube, am mächtigsten entwickelt ist (bei Czebin), eine Mächtigkeit von nur 130 Meter. Ich beginne die kleine Schilderung dieses Kalksaumes im Norden, und zwar mit den Vorkommnissen im Parke des Schlosses Boskowitz. Dieselben sind auf unseren Specialkarten irrig wiedergegeben, indem auf diesen der ganze rechtseitige Hang des Bielathales über dem Syenite bis zu dem Tertiärgebiete der Ebene von Boskowitz mit der Farbe dieses Kalkes bedacht ist, während ja demselben nur eine höchst untergeordnete Verbreitung zukommt. Hier treffen wir den Kalk zuerst am östlichen Fusse des Schlossberges oberhalb der ersten Häuser der Stadt in einem kleinen Aufschlusse an dem längs der Parkmauer hinanführenden Wege. Dieser dichte schwärzliche Kalk scheint gegen SW einzufallen. Steigt man weiter zum Schlosse hinauf, so befindet man sich bereits im Rothliegenden, und dieses — nicht der Kalk — setzt den weitaus grössten Theil des Gehänges bis hinab zu dem miocänen Tegel zusammen, sowie den unteren Hang auf der anderen Seite zum Bielathale der Syenit bildet. Das Rothliegende ist hier in der Form des dasselbe so charakterisirenden feinen, grünrothen Sandsteines, manchmal von Schieferthon entwickelt. Doch noch einmal erscheint der Kalk zwischen diesem und dem Syenite. Geht man den rund um die Ruine führenden Weg ab, so sieht man an deren westlicher Front zunächst einzelne Kalkblöcke herumliegen und endlich einen vielleicht ein paar Fuss breiten anstehenden Kalk; darüber hinaus folgt sogleich einerseits der Syenit, anderseits das Rothliegende. Doch beweisen ein paar Stücke von Quarzit, dass wir hier schon einen Vertreter jenes auf unseren Karten bisher übersehenen Quarzites zu verzeichnen haben, der in noch unbedeutenderer Mächtigkeit als der Kalk zwischen diesem und dem Syenite liegt, und welchem wir unter den immer denkbar ungünstigsten Aufschlüssen, respective nach Lesesteinen, die aber nach der Lage der Verhältnisse nicht täuschen können, begegnen werden. Das ist das Ganze, was von diesen, vielleicht gerade durch ihre Kleinheit interessanten Grenzbildungen auf Schloss Boskowitz zu sehen ist. Wohl sagt Reichenbach (l. c. 77), dass in einem „alten Schurfe“ dieselben wieder erscheinen; doch ist natürlich von diesem damals schon alten Schurfe heute schon gar nichts mehr zu sehen; zudem leiden gerade hier die Reichenbach'schen Notizen an Unklarheit. Doch hat es den Anschein, als hätte der Kalk einst auch hier eine grössere oberflächliche Verbreitung gehabt. Wenigstens gibt einem der folgende Umstand zu denken: Von jenem bescheidenen Kalkvorkommen bei der Ruine zieht den Hang zum Bielathale ein continuirlich nach SW verlaufender Graben, der hoch mit moderndem Laube angefüllt ist, und man ist erstaunt, in diesem Graben hinabsteigend, wahrzunehmen, dass, wenn man von seinem rechten, also westlichen Hange ein Gesteinsbröckchen aufliest, man den so charakteristischen grünrothen festen Sandstein des Rothliegenden findet, und wenn man nach links greift, Syenit. Nur ganz gegen unten verlässt der Graben seine SW-Richtung, er wendet sich zur Flusswehre gegen S, und jetzt greift der Syenit

auch über den Graben herüber. Man fühlt sich unter solchen Verhältnissen gemahnt, daran zu glauben, dass dieser so scharf die Grenze zwischen Syenit und Perm bezeichnende Graben, der zugleich die allgemeine Streichrichtung dieses Grenzkalkes einhält, einst eine grössere Verbreitung desselben bezeichnet habe. Die Mächtigkeitsverhältnisse des Kalkes widersprechen dieser sich aufdrängenden Vermuthung gewiss nicht. Gleichfalls entspricht nicht den thatsächlichen Verhältnissen die Einzeichnung des Kalkes bei B.-Aujezd, der die nächste Partie des Zuges darstellt, indem die Karte derselben in ihrem südlichen Theile die Hauptverbreitung gibt, während doch vielmehr in seiner nördlichen Erstreckung dieser Kalk eine grössere Mächtigkeit zeigt. Auch hier wieder erscheinen Vertreter jenes ignorirten Quarzitzuges. Nehmen wir die von Lhotta Rapotina nach B.-Aujezd führende Strasse als Orientirungsmittel, so ergibt sich, dass vielmehr der Haupttheil des coupirten Terrains von der tertiären Thalausfüllung bei Lhotta Rapotina und dem Zwittawaflusse bis zu der das Syenitterrain charakterisirenden Hochfläche, auf der B.-Aujezd liegt, wieder das Rothliegende ausmacht und zwar in anderer, nicht unwichtiger Ausbildung als rother Sandstein mit groben, oft beinahe faustgrossen wohlabgerundeten Geröllen, welche selbe wieder von dem das mährische Rothliegende hauptsächlich zusammensetzenden rothen Sandstein stammen. Dieselbe Ausbildung des Perm herrscht noch weiter nördlich bis Skalitz. Das Einfallen des Rothliegenden ist nach NWN. Den Kalk bezeichnen hingegen etliche Lesesteine, denen man in der Nähe des genannten Fahrweges vor der letzten Höhe, hinter der man bereits B.-Aujezd sieht, begegnet, und ebenso folgen dann wieder die Lesesteine des Quarzites, der ein von dem der Lesesteine bei Schloss Boskowitz abweichendes, gröberes Korn besitzt. Hingegen erscheint der Kalk in ziemlich mächtigen Partien als Felsengruppe etwa in der Mitte des von der Höhe von B.-Aujezd gegen die Biela nordöstlich ziehenden Weges. Dieser Kalk ist wiederum dicht, bald von grauer, bald von rothbrauner Farbe, stets von vielen reinen Calcitadern durchzogen, manchmal sogar breccienhaft. Auch hier erscheinen dann in dem Walde hinauf, in der Nähe der leerstehenden Hütte, die conglomeratartigen Quarzite. Dann kommt wieder Syenit, wie den Weg weiter hinunter das Rothliegende, hier in Form schwarzer bituminöser Schieferthone.

Bezüglich der Kalke auf dem Czernahoraberg und südlich von Aujezd bin ich nicht in der Lage, Beobachtungen mitzutheilen. Es sind sehr wenig mächtige Streifen zwischen Perm und Syenit. Die weitaus mächtigste Partie des Zuges erscheint bei Czebin. Auch dieses Vorkommen ist auf unseren Karten nicht ganz richtig dargestellt; auf denselben wird nämlich für diesen, orographisch aus der flachwelligen Gegend imposant sich erhebenden Berg (430 Meter) mit seinen kahlen Kalkschroffen, auf denen nur niedere Föhren sparsam stehen, im Gegensatze zu den erst besprochenen Partien, dem Kalke eine zu geringe räumliche Verbreitung eingeräumt und ist der östliche Theil des Berges bereits mit der Syenitfarbe bedacht, während der Syenit ja doch erst hinter der Strasse, die nach Malostowitz führt, durch den gelben Grus der Felder sich offenbart. Das Rothliegende erscheint noch in den

untersten westlichen Partien der Czebinka in den Wasserrissen; dann erhebt sich der eigentliche Kalkberg, ohne dass man über die Begrenzung zwischen dem Rothliegenden und dem Kalke Beobachtungen anstellen könnte. Der Kalk ist wieder dicht und von meist grauer Farbe, doch erscheinen oft rothe und blaue Zeichnungen. Das Fallen ist SW mit 50°, entgegen dem in der Gegend herrschenden, äusserst flachen des Rothliegenden. Einzelne Kalkschollen setzen dann das Vorkommen der Czebinka nach N bis Malostowitz fort und einige — die Dalkahöhe u. a. — in immer südwestlicher Richtung durch das Waldterrain nach Eichhorn. Den Quarzit fand ich hier wohl nicht, doch erscheinen Trümmer eines braunrothen Thonschiefers, den ich zuerst übersehen hatte, auf den mich sodann Herr Prof. Makowsky aufmerksam machte.

Ich gelange somit zu dem Kalke von Schloss Eichhorn, über den endlich eine neuere, wenn auch noch so kurze Beobachtung vorliegt, die oben erwähnte von Prof. Suess, in der hervorgehoben wird, dass der Kalk concordant mit dem Rothliegenden nach O falle, woraus eben das Zechsteinalter hervorgehe. Ich füge diesen Beobachtungen noch hinzu, dass die Grenzschichte zwischen dem Perm und Kalke durch ein (bei Skalitz und B.-Aujezd bereits erwähntes) grobes Conglomerat mit Geröllen von rothem Sandstein selbst gebildet wird, welcher Umstand — ich verhehle es mir nicht, wiewohl ich aus weiter unten gleich anzuführenden Gründen der von Herrn Prof. Suess ausgesprochenen Ansicht nicht huldigen möchte — für diesen Fall zu Gunsten der Suess'schen Anschauung spricht. Indem ich endlich noch kurz erwähne, dass Kalkbildungen erst wieder im Gebiete von Rossitz erscheinen, wo im Butschiner Walde bei Tetschitz, Nesslowitz und Eibenschitz einzelne, schwer verfolgbare Kalkpartien zwischen Rothliegend und Syenit erscheinen, von denen z. B. der höchst eigenthümliche von Nesslowitz mit seinen vielen Blättchen von Glimmer und Hornblende vielleicht als Zertrümmerungsbreccie an der Grenze von Kalk und Syenit aufzufassen ist, sowie dass nach einer winzigen Kalkpartie östlich von Kromau bei Kodau (bereits nahe an Niederösterreich) wiederum graue, dichte Kalke in Verbindung mit Thonschiefern erscheinen, welche hier Träger von Eisenerzen sind — welche ich übrigens nur nach Handstücken kenne — seien die Notizen über den Grenzzug zwischen Perm und Syenit geschlossen. Sind sie auch nicht ganz vollständig, so bringen sie vielleicht doch einige neue Beobachtungen über ein ja doch so gut wie unbekanntes Vorkommen. Und wenn nun diese verwerthet werden sollen zu einem Urtheile über dessen Altersstellung, so wäre zunächst Folgendes hervorzuheben: Wie gross auch die Unterschiede in den Ausbildungen der einzelnen Kalkpartien sein mögen, ist doch für diese Kalke, die, ferne von anderen Kalkbildungen, genau stets die Grenze zwischen Perm und Syenit bilden und nur da erscheinen, eine geologische Zusammengehörigkeit anzunehmen und werden daher Momente, welche etwa für die Altersstellung nur eines der vielen Vorkommen sprächen, wohl nicht massgebend sein können für jene des Gesammtzuges. Und darum wird der von Herrn Prof. Suess ausgesprochenen Meinung nur schwer beizupflichten sein. Wohl bemerkte ich oben selbst, dass diese für das Vorkommen von Eichhorn als zutreffend

zu erachten wäre wegen der übereinstimmenden Fallrichtung des Rothliegenden und des Kalkes, sowie darum, weil das Grenzglied hier und bei B. Aujezd eine entschieden jüngste Bildung des Perm ist (wegen der Gerölle von tieferem Rothliegendsandstein), woraus der Kalk allerdings, falls dieser in der That darauf lagerte, Zechsteinalter erhielte. Aber gerade an den Lagerungsverhältnissen scheitert, glaube ich, diese Ansicht für den Gesammtzug zumeist; denn die weit vorherrschende Verflächungsrichtung des Kalkes ist nach W, das Rothliegende also unterteufend. Fällt dieses in den nördlichen Partien nun selbst auch entgegen dem gewöhnlichen Verhalten nach W, so möchte doch am ehesten eine tektonische Selbstständigkeit für die beiden Complexe anzunehmen sein. Weitere Gründe sind: die Entwicklung des Rothliegenden in Böhmen und Mähren überhaupt, eine der wenigen mährischen Bildungen, die genauer bekannt sind. Für dasselbe wird (für Böhmen von Jokély, Wolf, für Mähren von Reuss) übereinstimmend das absolute Fehlen jeder Zechsteinbildung hervorgehoben, und wo (sehr sporadisch!) im Perm Kalke erwähnt werden, liegen diese inmitten der übrigen Rothliegendbildungen, mit diesen innigst verbunden (vergl. Reuss l. c. pag. 20). Und wenn es gestattet ist, einem aus theoretischen Betrachtungen abgeleiteten Momente, wie es die totale Verschiedenheit zwischen der „böhmischen und sudetischen Scholle" als Grund gegen das Vorhandensein devonischer Bildungen westlich vom Syenite („Entstehung der Alpen", pag. 68, „Antlitz der Erde", I., pag. 281) ist, so darf vielleicht doch in gebührender Bescheidenheit eine andere, freilich alte theoretische Erwägung entgegengehalten werden, welche aus der geographischen Verbreitung des Zechsteines folgt. Schon Beyrich sprach sie aus vor vielen Jahren in seiner für Mähren als vorzügliche Arbeit anzusehenden Abhandlung: „Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien" (Karsten-Dechen, Archiv, XVIII, pag. 6), wenn er die „grosse Verschiedenheit hervorhebt, welche sich in der Entwicklung der in den beiden Busen (dem äusseren Busen der Sudeten und dem inneren nach Böhmen geöffneten) abgelagerten Formationen bemerkbar macht. Der Zechstein, im nördlichen oder äusseren Busen normal wie in Thüringen vorhanden, versteckt sich in dem inneren Busen in eine enorm mächtige rothe Sandsteinmasse..." Und Roth äussert sich („Erläut. z. geol. Karte d. niederschles. Geb."): „Der Zechstein ist nur im Norden des schlesischen Gebirges nachgewiesen. Zur Zeit der Zechsteinformation bestand also keine Verbindung zwischen den nördlich und den südlich des Riesengebirges gelegenen Gegenden." Doch vor Allem wichtig und, wie mich dünkt, für die Frage nach dem Alter dieses Grenzkalkes zu Gunsten eines devonischen fast entscheidend ist die im Obigen hervorgehobene Verbindung derselben mit Quarziten ganz in derselben Weise, wie jenseits des Syenites der Quarzit mit dem längst sichergestellten Devonkalke zusammenhängt, sowie endlich der schon von Fötterle hervorgehobene locale Zusammenhang des Kalkes nördlich von Boskowitz mit jenem an der Ostseite des Syenits. —

Indem ich mich nun, hiemit auch der Aufgabe näher kommend, Vergleichsmaterial für die Tischnowitzgebilde zu beschaffen, diesem östlichen Quarzite zuwende, muss ich doch wohl noch zuvor eines damit

zusammenhängenden Gebildes gedenken, das, im Gebiete des Syenites isolirt auftretend, bereits ziemlich viele Notizen eben wegen dieses isolirten Auftretens veranlasst hat. Ich meine das Conglomeratvorkommen des Babylomberges bei Lelekowitz und Swinoschütz.

Die Hauer'sche Uebersichtskarte verzeichnet auch dieses als devonisch; das Wolf'sche Aufnahmsblatt zeigt deutlich zuerst die Farbe für Rothliegend, entsprechend der Ansicht, welche Reuss (der oft erwähnte Jahresbericht des Wernervereines, pag. 42) und zuvor Partsch („Erläut. Bemerk. zur geogn. Karte des Beckens von Wien", pag. 16) ausgesprochen hatten, welche Farbe erst später durch die des Devons ersetzt wurde. Es war damit auch für dieses Vorkommen die schon vor 40, respective 50 Jahren durch Beyrich und Reichenbach (l. c. 20 und 166) vertretene Altersdeutung wieder acceptirt worden. Beyrich hatte (l. c. 43) die „merkwürdigen Kieselconglomerate" als „losgerissene Stücke des untersten Theiles der hiesigen Uebergangsformation" bezeichnet und mit den poudinques quarzo-talqueux des belgischen Uebergangsgebirges verglichen, und Reichenbach hatte 1834 die Frage aufgeworfen (l. c. 166): „Wie kommt es hieher, ganz isolirt, weit abgeschnitten von Seinesgleichen, ganz der Regel des Lathons zuwider etc.?"

„Wie kommt es hieher?" Indem ich diese, heute wie vor 50 Jahren gleich schwer zu beantwortende Frage Reichenbach's niederschreibe, drängt es mich, meiner Ueberzeugung Ausdruck zu geben, dass man seinerzeit vorschnell und ungerechterweise über die zum grössten Theile ausserordentlich sorgfältigen und auf die kleinsten Details sich erstreckenden Beobachtungen Carl Reichenbach's zur Tagesordnung übergegangen; denn sollen auch grobe Fehler seiner Arbeit nicht geleugnet werden und ist ihm vor allem manche Altersdeutung gründlich misslungen, so sind doch die vielen und höchst detaillirten, stets freilich schwer controlirbaren Beobachtungen um so dankbarer hinzunehmen, als ja über den grössten Theil des von ihm behandelten Gebietes im Laufe eines halben Jahrhunderts so wenig Neues bekannt geworden. Dass man die thatsächlichen Wahrnehmungen von den mit diesen verquickten, oft höchst unerquicklichen Speculationen abzutrennen hat, ist selbstredend; denn diese können ja heute nur mehr ein Lächeln wecken, z. B. wenn Reichenbach die in dem eben besprochenen Conglomerate enthaltenen Quarzkörner als eine Art von Hagel beschreibt, „welcher frei von oben herabfiel, unter unbekannten Umständen in den Lüften gebildet, wie eine Kieselgallert etc. etc." (l. c. 173). Wohl waren es diese üppig wuchernden geologischen Speculationen im Zusammenhange mit den späteren, von ähnlichem Geiste getragenen anderweitigen Hypothesen des Freiherrn v. Reichenbach, welche dessen Buch über die Geologie der Gegenden von Blansko unverdient vergessen machten. Doch nun von Reichenbach's mystischen Hagelconglomeraten zurück [1]), sei endlich noch die Bemerkung am Platze, dass Professor Makowsky nach gütigen mündlichen Mittheilungen auch in den

[1]) Geologische Notizen enthält auch ein Aufsatz der österreichischen Touristen-Zeitung „Babylom" von Gärtner (1884, Nr. 3), ohne jedoch auf die Frage nach dem Alter des Babylomconglomerates einzugehen.

Conglomeraten vom Rothen und Gelben Berge bei Brünn Vertreter des Devons sieht, welche Reuss (l. c. 42) und Wolf (Karte) als Rothliegend bezeichnen. Auch hier würde hiemit eine vor gar bereits 55 Jahren von Boué ausgesprochene Ansicht wieder zu Ehren kommen; insoferne wenigstens Boué („Geognostisches Gemälde von Deutschland", pag. 83) von diesem sagt, „es unterteufe die Kohlenformation", unter welchem Namen Boué das erst viel später durch Wolf, Stur, Geinitz, Reuss getrennte Carbon und Perm zusammenwirft. Aus einer demnächst erscheinenden Monographie der Umgebung von Brünn seitens der Herren Makowsky und Rzehak[1]) werden wir ja über diese Gebilde Näheres erfahren, weshalb wir bei diesen Bildungen der Umgebung Brünns nicht weiter verweilen.

Eine zusammenhängende Schilderung des östlichen Grenzquarzites ist für den Zweck der Vergleichung mit dem Gebiete um Tischnowitz unnöthig; zudem gehört dieselbe vielleicht zu den schwierigsten Aufgaben überhaupt, wenn man sich vor Augen hält, dass die Bildungen zu einem grossen Theile nicht anders als nach Lesesteinen zu studiren sind, an nur wenigen Orten eine grössere Breite erlangen und zudem durch complicirte Lagerungsverhältnisse, respective durch eine zwei- oder dreimal erscheinende Wechsellagerung mit dem Devonkalke und endlich durch ungemein häufigen petrographischen Wechsel die Aufgabe noch weiter erschweren. Zudem bietet Reichenbach (l. c.) eine Fülle von zumeist wohl brauchbaren Beobachtungen. Ich will daher nur hervorheben, dass dieser Grenzcomplex zwar nicht die bunte Mannigfaltigkeit wie jener von Tischnowitz zeigt, dass vor allem phyllitische Bildungen nicht erscheinen, denn die bei Petrowitz und gegen Lažanek zu erscheinenden Thonschiefer, aus deren ersten der

[1]) Die inzwischen separat erschienene Karte 1 : 75.000, welche über die Umgebung Brünns hinaus nördlich bis Tischnowitz und Raitz reicht, bezeichnet die beiden letzten Vorkommnisse in der That bereits als unterdevonisch. Es ist dies einer jener Punkte, in welchen die höchst elegant ausgeführte Karte von unseren bisherigen, mit der Hand vervielfältigten Karten in gleichem Massstabe abweicht, so weit wenigstens die krystallinischen und paläozoischen Gebiete in Betracht kommen. Für das auch noch miteinbezogene Gebiet um Tischnowitz ist die Fötterle'sche Kartirung beibehalten, insoferne hier die Farbe für „krystallinische und halbkrystallinische Schiefer" erscheint; doch bedeutet diese Collectivausscheidung selbst eine Veränderung gegenüber der Hauer'schen Uebersichtskarte z. B., auf der die Hauptglieder des krystallinischen Schiefercomplexes eigene Farbentöne erhielten, während auf der neuen Detailkarte nur der krystallinische Kalk einen solchen erhielt. Das Devon erscheint horizontirt in ein Unter- und ein Mittel- und Ober-Devon; ein höchst erfreulicher Fortschritt; die hiebei erhaltenen Grenzen stimmen mit jenen von Devonschiefern und -Kalken auf der Hauer'schen Karte überein. Eine weitere Veränderung ist die Zusammenfassung des Carbon (bei Rossitz) und Perm in eine Formation, welche Permo-Carbon genannt wird; die eben erscheinende neue Auflage der Hauer'schen kleinen Karte (1 : 2 Millionen) hält noch an der bisherigen Ansicht von der Trennbarkeit beider Formationen fest. Auch Syenit und Granit erscheinen mit einer Farbe colorirt; abgetrennt sind hievon die bisher stets übergangenen Diorite im Syenit, mit welchen wieder vereinigt sind die im Syenite mancherorts erscheinenden Schiefer, auf welche im Obigen, wegen ihrer gar unklaren Stellung, gar nicht Bezug genommen wurde; bisher waren dieselben nach Naumann als Einschlüsse krystallinischer, respective metamorphosirter Schiefer aufgefasst worden (Naumann, Geologie II, pag. 244; Suess, Entstehung d. Alpen, pag. 70). All dies lässt der angekündigten Monographie mit gespannter Neugierde entgegensehen.

schöne 1873 gemachte Fossilfund Makowsky's stammt, sind besser als sandige Thone zu bezeichnen. Hingegen bietet der abwechslungsreiche Charakter der Quarzite selbst, welche bald feinkörnig, bald gröber conglomeratisch ausgebildet erscheinen, die meiste Analogie mit den Quarziten um Tischnowitz, welche noch erhöht wird durch die allerorten häufige Durchtrümerung mit reinem Quarz, dessen lose Blöcke dann oft, wie dort, das Vorhandensein des Quarzites andeuten.

Dieser Quarzit, respective der erwähnte Thon ist das erste in vorliegenden Zeilen besprochene Gebilde, das Petrefacten geliefert, über welche Makowsky 1876 eine vorläufige Mittheilung gegeben (Verhandl. d. naturforsch. Ver. Brünn, pag. 161). Dieselben sprachen für Devon, ohne dass eine genauere Altersangabe nach der Etage möglich gewesen. Sie werden aber wegen ihrer Stellung zwischen dem Syenite und Kalke als wahrscheinlich unterdevonisch angesehen (Hauer, Geologie, pag. 232).

Ich bin leider nicht in der Lage, nähere Beweise für das unterdevonische Alter zu erbringen, möchte vielmehr die Frage noch in suspenso lassen, bis entscheidende Petrefactenfunde dieselbe, nach dem schönen Anlaufe von 1873, hoffentlich endgiltig lösen. Es gibt nämlich der Umstand zu Bedenken Anlass, dass an der Grenze zwischen dem Kalk und dem Quarzit (z. B. bei Wesetitz an der gegen Techow führenden Strasse zur linken Hand) Quarzite erscheinen, dieselben gelben kleinkörnigen Quarzite wie weiter zum Syenit hin, jedoch durch winzige Bänder von talkigem Glimmer etwas schiefrig, und welche Bruchstücke eines dichten grauen Kalkes enthalten. Bezüglich dessen Herkunft kann man wohl kaum anders, schon wegen dieses auf die nächste Nähe des östlichen Kalkes beschränkten Vorkommens, sowie darum, weil anderweitige Kalke überhaupt auf weite Erstreckung ganz unbekannt sind, als an den nahegelegenen als Mittel-Devonkalk bestimmten zu denken, der weiter östlich dann von dem Kramenzel-Kalke überlagert wird. Aus diesem Grunde möchte ich nicht mit Bestimmtheit von einem unter-devonischen Alter des Quarzites sprechen. Ob der rothe Sandstein, welcher südwestlich von Ochoz den Kanitzer Berg bildet, auch ein Glied dieser Grenzbildung sei, wage ich nicht zu entscheiden; die in der weitest gegen den Syenit gelegenen Partie desselben erscheinenden losen, verschiedenartigen Gerölle sind bisher weder aus dem Devon noch aus dem Perm, als welches das Vorkommen bisher aufgefasst wurde, bekannt geworden [1]).

Endlich muss ich, mich hiebei zumeist auf Literaturangaben stützend, noch auf anderweitige devonische Bildungen in Mähren verweisen, welche mit unseren zu vergleichen wären. Es wird hiebei sich ergeben, dass diese oft von relativ hochkrystallinischem Habitus sind, mehr als jene aus Tischnowitz.

Römer, der bekanntlich durch den seinerzeitigen glücklichen und reichlichen Fossilfund am Einsiedelberg (bei Würbenthal in Schlesien) den Anstoss zu einer Gliederung des mährisch-schlesischen Devons gegeben, hebt hervor, dass die unter seinen Bennischer Schichten (Ober-

[1]) Makowsky's Karte rechnet dasselbe zum Unter-Devon.

Devon) liegenden Engelsberger Grauwacken und Würbenthaler Quarzite und Thonschiefer vielmehr einen halbkrystallinischen als den Charakter gewöhnlich mechanisch gebildeter Sedimente an sich tragen. („Geologie von Oberschlesien“, pag. 6 u. a.) Der tiefst liegende Quarzit zeigt Uebergänge in echten Glimmerschiefer, wie ja bekanntlich das ganze grosse Gebiet, welches Römer durch jenen erwähnten Fossilfund als devonisch erweisen konnte, vorher, ohne dass Zweifel laut geworden wären, für archäisch angesehen wurde. Und von den Kalken berichtet Römer sogar, sie gleichen durchaus den den Urthonschiefern und krystallinischen Schiefern untergeordneten Urkalken anderer Gegenden. Besonders beachtenswerth scheinen mir aber Römer's Bemerkungen über die Gesteine, welche er als Engelsberger Grauwacke zusammenfasst. „Das vorherrschende Gestein sind Grauwackensandsteine von eigenthümlich halbkrystallinischem Gefüge. Die Gemengtheile des Gesteines sind sehr innig mit einander vereinigt und in einander verflossen. Bei frischen deutlichen Varietäten unterscheidet man weisse Körner, die zum Theile Quarz-, zum Theile aber auch Feldspath sind, und ein dunkles, gewöhnlich dunkellauchgrünes, talk- oder chloritähnliches, halbkrystallinisches thoniges Bindemittel.“ Die Thonschiefer dieser Gruppe ähneln gleichfalls Chlorit- und Glimmerschiefern und werden wohl auch durch ausgezeichnete Dachschiefer ersetzt. Zuweilen wechselt auch Grauwacke und Thonschiefer in ganz dünnen, kaum zolldicken Lagen etc.

Wohl von besonderer Aehnlichkeit mit unseren sind aber Gesteine, welche dem Devongebiete von Aussee und Mährisch-Neustadt angehören. E. F. Glocker gab in der Sitzung der k. k. geologischen Reichsanstalt vom 21. Jänner 1853 einen Bericht über die geologischen Verhältnisse des Bradlsteins (Aussee NO, Deutsch-Liebau W), welcher dem eben erwähnten Devongebiet angehört. (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt IV, pag. 69 ff.) So beschreibt er ein „grobkörniges und dabei dickschieferiges Quarzconglomerat, dessen Quarzstücke von verschiedener Grösse und Form, von $^1/_4$—3″ im Durchmesser variiren und von den seit undenklichen Zeiten der Luft ausgesetzten Oberflächen der Felsen mehr oder wenig stark in der Form abgerundeter geschiebeartiger Stücke hervortreten. Sie sind zum Theile von unregelmässigen Umrissen, sehr häufig aber späroidisch oder linsenförmig oder von langgezogener Form, in der Mitte von grösstem Durchmesser, nach den Rändern zu sich allmälig auskeilend und oft selbst zugeschärft. Grösstentheils sind diese Quarzstücke weiss, zuweilen jedoch stellenweise auch von blassröthlicher Farbe. Entweder liegen dieselben unmittelbar an einander, ohne ein fremdes Zwischenmittel, oder es ziehen sich zwischen ihnen sehr dünne, oft unterbrochene Lagen von Glimmer oder Talk hindurch. Je mehr diese Zwischenlagen hervortreten, ein desto deutlicher schiefriges Ansehen erhält das Conglomerat, und indem die Glimmer- oder Talkblättchen sich um die convexen Oberflächen der Quarzsphäroide herumziehen, erhält das Gestein ein wellenförmig-schiefriges Ansehen. Zuweilen erhält das Gestein ein mehr oder weniger glimmerschieferähnliches Ansehen, ja es gleicht manchmal dem Glimmerschiefer so sehr, dass man es in Handstücken nicht unterscheiden kann. Das schiefrige Quarzconglomerat geht auch in Quarzschiefer über etc. Daneben erscheinen noch feinglimmerige, grünlichgraue Thonschiefer.“

Mich diesen Glocker'schen [1]) Angaben anschliessend, füge ich nur hinzu, dass die Conglomeratnatur des Gipfelgesteines längst nicht so prägnant ist, als etwa jene des Conglomerates von Czernuwka, und dass, wenigstens für mich, dieselbe so lange noch immer bezweifelbar blieb, als ich nicht den Zusammenhang mit den gegen Liebesdorf erscheinenden, unzweifelhaften Quarzgrauwacken erkannt hatte.

Indem ich endlich noch der Phyllite und Quarzite gedenke, welche das Liegende der seit altersher durch ihren Petrefactenreichthum wohl charakterisirten Devonkalke von Rittberg und Czellechowitz bilden, hätte ich erschöpft, was dem Tischnowitzer Complexe zur Seite zu stellen wäre.

Ein Vergleich mit Bildungen des nahen Rothliegenden oder etwa gar des entfernteren Carbons ist nach der Ausbildung, welche beide Formationen aufweisen, ganz ausgeschlossen und daher nach den petrographischen Analogien sowohl für das Gebiet bei Tischnowitz, wie für den Kalkzug westlich des Syenits nur an das Devon zu denken [2]).

Tektonische Bedenken sind, denke ich, auch nicht vorhanden, denn auch die Hauptstreichrichtung des westlichen Grenzkalkes und -Quarzites stimmt mit jener des östlichen Devons insofern überein, als ja dasselbe gegen den südlichen und immer schmäleren Theil aus der ursprünglichen Streichrichtung immer mehr in eine meridionale gedrängt wird. Das freilich ist nicht zu leugnen, dass, wie schon durch die Einfügung jener zwei anderen Grenzbildungen in das bisherige allgemeine Profil, von welchem ich in den einleitenden Worten ausgegangen, die Tektonik des Gebietes noch verwickelter wird, wenn auch für das Gebiet von Tischnowitz ein Devonalter supponirt wird. Und, ich gestehe es, ich fühle mich ausser Stande, ein richtiges Bild von den Details der Tektonik des ganzen Gebietes zu entwerfen, zumal der inselartig im Randgebiete des archäischen Territoriums, doch, wie wir sahen, tektonisch unabhängig von diesem auftretenden Complexe von Tischnowitz; nur möchte ich hervorheben, dass die bisher angenommene Einfachheit derselben von allem Anfange etwas problematisch gewesen sein dürfte. Schon sehr beträchtliche tektonische Störungen begleiten das östliche Randgebiet des ganzen archäischen Gebietes von Westmähren, in welchem das regelmässige O-Fallen eine grosse Seltenheit ist, und verweise ich hier auf die schon von Fötterle hervorgehobene Anordnung der Streich- und Fallrichtungen längs einer beiläufig durch das Schwarzawathal markirten Linie. Ich hebe ferner hervor, dass das Rothliegende selbst auch jenes regelmässige O-Fallen nur an wenigen Stellen aufweist, und dass Reuss schon von diesen wiederholten tektonischen Störungen des Rothliegenden spricht und dieselben speciell da hervorhebt, wo jene in Obigem besprochenen einzelnen Kalkpartien erscheinen.

Herr Prof. Suess spricht („Antlitz der Erde", I., pag. 281) die Ansicht aus, dass, falls der Kalk von Eichhorn nicht Zechstein-, sondern

---

[1]) Vergl. noch die mit theoretisirenden Bemerkungen im Fahrwasser Beaumont'scher Anschauungen über Gebirgsbildungen überfüllten Arbeiten von F. Daubrava über die Gegend von M.-Neustadt. (Dieses Jahrbuch XIII und XV.)

[2]) Die eben erscheinende fünfte Auflage der v. Hauer'schen kleinen geologischen Karte der Monarchie hat diesen Standpunkt acceptirt.

ein höheres Alter besässe, eine Reihe von Brüchen statt eines einzigen die Grenze zwischen der sudetischen und böhmischen Scholle bezeichnen würde. Und dieser Ansicht wird auch beizupflichten sein; ob aber nicht mit dem Zusatze, dass die dem Syenite zugesprochene Rolle als strenges Scheideglied zweier verschiedener „Schollen" zu beschränken und der scharfe Gegensatz dieser beiden überhaupt milder zu fassen sei — wage ich einer so hoch gehaltenen Autorität in jeglichen Fragen der Tektonik gegenüber hier nicht zu entscheiden.

Vielleicht wird es künftigen, lediglich der Entwirrung der Tektonik geltenden Studien gelingen, Klarheit auch in diese Fragen zu bringen; vorläufig war es meine Absicht gewesen, für die Bildungen von Tischnowitz der alten und leider zurückgesetzten Ansicht Wolf's Beweismaterial zu sammeln. Sollte dasselbe als hinreichend erachtet werden, so wäre der Zweck vorliegenden Versuches voll erreicht; er wäre dann eine Art von Dankesbezeugung, welche im höchsten Grade Heinrich Wolf schuldet, wer immer in mährischer Geologie arbeitet.

Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und Sagor.

Von A. Bittner.

Mit einer Tafel (Nr. X).

Im Jahre 1881 wurde ich über Anregung des Herrn Oberbergrathes Dr. Edm. v. Mojsisovics von Seiten der Trifailer Kohlenwerksgesellschaft mit der Herstellung einer geologischen Detailkarte der im gewerkschaftlichen Besitze dieser Gesellschaft befindlichen kohlenführenden Districte der Umgebungen von Sagor, Trifail und Hrastnigg betraut. Das aufzunehmende Gebiet umfasste ausser einem schmalen Streifen des Randgebirges zu beiden Seiten des kohlenführenden Tertiärbeckens dieses Becken selbst in der Erstreckung von beiläufig 20 Kilometern, vom Schlosse Gallenegg oberhalb Sagor im Westen bis Gouze und St. Gertraud bei Römerbad im Osten. Der wichtigen stratigraphischen Beziehungen wegen wurde auch das noch östlicher anstossende Gebiet von Markt Tüffer begangen. Die Aufnahmsarbeiten im Felde wurden in den Frühjahrsmonaten der Jahre 1881 und 1882 durchgeführt und mir zu diesem Zwecke vom Director der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn Hofrath F. v. Hauer, der nöthige Urlaub bewilligt.

Die geologische Karte — das Resultat der Aufnahme — befindet sich im Besitze der Trifailer Kohlenwerksgesellschaft. Eine Beschreibung des aufgenommenen Terrains erlaube ich mir im Nachfolgenden der Oeffentlichkeit zu übergeben.

Allen jenen Herren, welche mich in irgend einer Weise bei dieser Arbeit unterstützt haben, vor Allem Herrn Hofrath F. v. Hauer und Herrn Oberbergrath Edm. v. Mojsisovics, dann aber auch den zahlreichen Herren Beamten der Trifailer Gesellschaft, mit welchen ich im Laufe der Aufnahmen so vielfach in Verkehr zu treten Gelegenheit hatte, insbesondere Herrn Centraldirector L. Hertle, sowie den Herren Directoren A. Rothleitner und Mart. Terpotitz, sage ich hiefür meinen verbindlichsten Dank.

Literatur-Verzeichniss.

1843—1846. Tunner: Kohlenbaue von Wrische, Gouze, Jesenoviravn, Trifail und Sagor. In Tunner's Jahrbuch III.—VI., pag. 119 ff.

1850. A. v. Morlot: Andeutungen über die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles von Untersteyer. In Haidinger's Berichten VI., pag. 159.

1850. Plümicke: Ueber die Verhältnisse und Aussichten des Hrastnigger Kohlenbergbaues. Wien 1850. Auszug im Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. II., 1851, pag. 11—19.

1853. A. v. Morlot: Einige Bemerkungen über die geologischen Verhältnisse von Untersteier. Steiermärkischer geognost.-mont. Verein, Berichte II., pag. 21—31.

1856. Kenngott: Ueber den Piauzit von Tüffer, Jahrb. geol. R.-A. VII., pag. 91.

1857. M. V. Lipold: Bericht über die geologischen Aufnahmen in Oberkrain im Jahre 1856. Jahrb. geol. R.-A. VIII., pag. 205—234 (von pag. 222 an das Tertiär).

1857. F. Rolle: Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Gratz, Cilli und Oberburg. Jahrb. geol. R.-A. VIII., pag. 403—466, von pag. 443 angefangen Beschreibung der Tertiärbildungen.

1858. O. Heer: Ueber das Alter der Sotzkaschichten. Jahrb. geol. R.-A. IX., Verh. pag. 134.

1858. F. Rolle: Ueber die Stellung der Sotzkaschichten in Steiermark. Sitzungsber. kais. Akad. d. Wiss. XXX. Bd., pag. 3—34, 2 Tafeln.

1859. F. Rolle: Ueber einige neue Acephalen aus unteren Tertiärschichten Oesterreichs und Steiermarks. Sitzungsber. kais. Akad. d. Wiss. XXXV. Bd., pag. 193.

1859. Th. v. Zollikofer: Die geologischen Verhältnisse von Untersteiermark südlich der Sann und Wolska. Jahrb. geol. R.-A. X., pag. 157—200 (von pag. 171 angefangen das Tertiär). Im Anschlusse eine zweite Arbeit, die geologischen Verhältnisse des Drannthales behandelnd; l. c. pag. 200—219.

1861. F. Rolle: Ueber einige neue und wenig gekannte Mollusken aus tertiären Ablagerungen. Sitzungsber. kais. Akad. d. Wiss. XLIV. Bd., pag. 205.

1861—1862. Th. v. Zollikofer: Die geologischen Verhältnisse des südöstlichsten Theiles von Untersteiermark. Jahrb. geol. R.-A. XII., pag. 311—367.

1864. D. Stur: Bemerkungen über die Geologie von Untersteiermark. Jahrb. geol. R.-A. XIV., pag. 439—445.

1868. H. Höfer: Mittheilungen über einen Ausflug nach Hrastnigg-Sagor. Verhandl. geol. R.-A. 1868, pag. 79.

1869. G. Tschermak: Porphyrgesteine Oesterreichs. Capitel „Südsteiermark", pag. 163—165.

1870. C. Ettingshausen: Ueber die Flora von Sagor. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 3. Mit stratigraphischen Bemerkungen. Die von demselben Autor in Denkschr. d. kais. Ak. Wiss. Bd. XXXII begonnene und Bd. XXXVII fortgesetzte Monographie der Flora von Sagor hat seither keine Beendigung erfahren.

1871. D. Stur: Versteinerungen aus den Sotzkaschichten von Kink bei Reichenstein im Norden von Reichenburg in Untersteiermark. Verh. d. k. k. geol. R.-A. pag. 95. Ueber die Lagerung an dieser Localität berichtet Nuchten in Verh. geol. R.-A. 1869, pag. 46.

1871. D. Stur: Geologie der Steiermark. Die Tertiärformation. Capitel „Eocän" pag. 528, „Neogen" pag. 533 und hier wieder speciell: „Die Schichten von Eibiswald und Sotzka" pag. 537, „Meeresbildungen der Bucht von Tüffer" pag. 566; ferner: „Die Eruptivgesteine des Neogen" pag. 594, endlich: „Uebersicht der Verbreitung der Tertiärformation" pag. 626, 627 u. s. f. und: „Oertliches Vorkommen derselben in der Tüfferer Bucht" pag. 645.

1872. Schmidt: Die Kohlenschürfe in Südsteiermark. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen pag. 242.

1873. R. v. Drasche: Zur Kenntniss der Eruptivgesteine Steiermarks. Jahrb. geol. R.-A., Mineral. Mittheilg. pag. 1—12.

1874. Th. Fuchs: Zur Kenntniss der Hornerschichten. Verh. geol. R.-A. pag. 113.

1874. Nuchten: Flötze bei Tüffer und Römerbad. Verh. geol. R.-A. pag. 138.

1875. R. Hoernes: Beitrag zur Kenntniss der Neogenfauna von Südsteiermark und Kroatien. Jahrb. geol. R.-A. pag. 63.

1875. Th. Fuchs: Tertiär von Stein in Krain. Verh. geol. R.-A. pag. 48.

1875. Ilwof und Peters: Graz, Geschichte und Topographie etc.

1876. R. Hoernes: *Anthracotherium magnum* von Trifail. Jahrb. geol. R.-A. XXVI., pag. 209.
1877. H. Wolf: Der Bergsturz von Steinbrück. Verh. geol. R.-A. pag. 51.
1878. C. John: Halloysit von Tüffer. Verh. geol. R.-A. pag. 386.
1878. Die Kohlenwerke der Trifailer Kohlenwerksgesellschaft in Trifail. Wien. Im Selbstverlage. Mit kurzer geologischer Einleitung.
1880. E. Hatle: Zur Kenntniss der petrographischen Beschaffenheit der südsteirischen Eruptivgesteine. Mitth. des naturw. Vereines für Steiermark pag. 22.
1881. Th. Fuchs: Fossilien aus den Neogenbildungen von Bresno bei Rohitsch (recte Römerbad). Verh. geol. R.-A. pag. 181.
1881. V. Hilber: Ueber das Miocän, insbesondere das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain. Jahrb. geol. R.-A. XXXI., pag. 473.
1882. D. Kramberger: Vorläufige Mittheilungen über die aquitanische Fischfauna der Steiermark. Verh. geol. R.-A. pag. 27.
1882. R. Hoernes: Trionyxreste des Klagenfurter Museums von Trifail. Verh. geol. R.-A. pag. 39.
1882. R. Hoernes: Ein Beitrag zur Kenntniss der miocänen Meeresablagerungen der Steiermark. Mittheilungen des naturw. Vereines für Steiermark. Jahrg. 1882, pag. 195—242.
1883. A. Bittner: Ueber den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. geol. R.-A. XXXIII. Bd., pag. 131.
1883. A. Bittner: Beiträge zur Kenntniss tertiärer Brachyuren. Denkschr. kais. Akad. d. Wissensch. XLVIII. Bd., pag. 26.
1884. A. Bittner: Zur Literatur der österreichischen Tertiärablagerungen. Jahrb. geol. R.-A. XXXIV. Bd., pag. 137.
1884. J. Rumpf: Ueber den Andesin in der Braunkohle von Trifail. Anzeiger der kais. Akad. d. Wissensch. in Wien Nr. I, pag. 4.
1884. F. Teller: Neue Anthracotherienreste aus Südsteiermark und Dalmatien. In den Beiträgen zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns und des Orients, herausgegeben von E. v. Mojsisovics und M. Neumayr, 1884, Bd. IV. Mit 4 Tafeln.

Historischer Theil.

Die bisher vorliegende Literatur der Tertiärbildungen der Bucht von Tüffer-Sagor lässt sich recht gut in drei grössere Abschnitte theilen, von denen der erste den Zeitraum vom Jahre 1850 bis zum Jahre 1859 (von den Untersuchungen v. Morlot's angefangen bis zu jenen v. Zollikofer's), der zweite den Zeitraum vom Jahre 1859 bis zum Jahre 1871 (Erscheinen der Geologie der Steiermark von D. Stur), der dritte endlich die Zeit vom Jahre 1871 bis zum Jahre 1882 (in welchem R. Hoernes seine Beiträge veröffentlichte, die auf einem ganz neuen Standpunkte stehen) umfasst.

Der älteste Autor, auf dessen theilweise ganz ausgezeichnete Beobachtungen und Mittheilungen zurückgegangen werden muss, ist A. v. Morlot. Schon in Haidinger's Berichten vom Jahre 1850 veröffentlichte derselbe eine Reihe von Daten, die zum Theile heute noch von Interesse sind. Beim Werke Hrastnigg sieht man nach ihm, steil an den alten Kalk gelehnt, ein schmales Band von eocänem Schiefer; ähnliche Deutung der betreffenden Gesteine wiederholt sich viel später bei Stur. Die steile Aufrichtung der Schichten ist für Morlot insbesondere ein Beweis des eocänen Alters. Die braunkohlenführenden Schichten dagegen hält Morlot für ungestört und deshalb für miocän. Die Thatsache, dass indessen das „kohlenführende Miocän" von Hrastnigg ebenfalls steil aufgerichtet ist, erklärt er durch Verrutschung. Weit wichtiger noch sind die Angaben, die A. v. Morlot in seiner Arbeit im

zweiten Berichte des steiermärkischen geognostischen Vereines mittheilte. Pag. 23 dieses Berichtes sagt er: „Wird der Leithakalk Untersteiers als miocän erkannt, so wird die berühmte Pflanzen- und Insectenschichte Radoboj's oberstes Miocän oder oberste Molasse, wie Oeningen, wenn man sie nicht etwa schon Pliocän nennen will.“ Und weiter: „Dass übrigens der Leithakalk von Untersteier mit dem des Wiener Beckens übereinstimmt, liegt kein Grund vor, zu bezweifeln. Bei Radoboj sollte man aber glauben, zwischen dem wohlausgeprägten und steil aufgerichteten Leithakalke und den jüngeren Gebilden einen scharfen Zeitabschnitt anzunehmen, während in manchen Punkten des Cillier Kreises beide Systeme in einander verfliessen.“ Die Bestimmung gewisser metamorphischer Schiefer als Eocän nimmt Morlot hier zurück, sich dabei auf die klareren Lagerungsverhältnisse südlich von Cilli beziehend. Von Tüffer bis über Trifail hinaus liegen zwischen dem Dolomit und dem kohlenführenden Terrain jene fraglichen Schiefer, die nach Morlot jedenfalls alt sein werden. Jüngere Eruptivgesteine fehlen nach ihm in Untersteier nicht ganz. So erscheinen im Nordosten von Cilli bei Trennenberg und Maria Dobie im Schiefergebiete zwei kleine Vorkommnisse von Trachyt. Sehr wichtig ist die grosse Uebereinstimmung, die nach Morlot zwischen den geologischen Verhältnissen von Radoboj, Tüffer und Sagor herrscht. Das Tertiär dieser Punkte gliedert sich folgendermassen:

Zu oberst helle Mergel, bei Radoboj mit Schwefel. Sie gehen nach abwärts in den Leithakalk über. Dieser wieder geht gegen die Tiefe über in ein Conglomerat, dieses seinerseits in ein gelbliches Sandgebilde, das auf einem steinigen Mergelgebilde aufruht, welches die Braunkohlen deckt. Bei Radoboj ist statt des gelblichen Mergels mehr grauer Letten mit *Taxodites oeningensis* und *Polypodites styriacus* vorhanden. Bei Sagor und Tüffer finden sich in derselben Position über der Kohle helle, kalkige und schiefrige Mergel, welche hydraulischen Kalk geben und sehr pflanzenreich sind. Der Lage nach sind also die Flora von Sagor und unteres Radoboj dasselbe. Die Schwefelflötzflora von Radoboj dagegen ist viel jünger, denn sie liegt über dem Leithakalke. Von weiteren Details sei noch auf die interessanten Lagerungsverhältnisse, die Morlot zwischen Tüffer und Gouze beobachtete, hingewiesen, sowie auf die drei Profile, welche die Lagerung am Nordrande der Tüfferer Mulde, die Schichtenreihe derselben und den anticlinalen Bau bei Gouze darstellen.

Aus derselben Zeit etwa wie die Untersuchungen Morlot's datirt die vorwiegend bergmännische Arbeit von Plümicke: Ueber das Hrastnigger Kohlengebirge.

Einige Zeit darauf untersuchte Lipold bei Gelegenheit der geologischen Aufnahmen in Oberkrain die westlichen Striche der Tertiärbucht von Tüffer-Sagor (Jahrbuch VIII, pag. 205). Seine Angaben, soweit sie sich auf das Grundgebirge beziehen, werden unten im speciellen Theil zu berücksichtigen sein. Von den Mittheilungen über das Tertiär sei bereits hier das Wichtigste hervorgehoben. Die Tertiärablagerungen des Sagorer Zuges sind vorwiegend sandiger, nur in den tieferen Lagen auch mergeliger und thoniger Natur, bei Sagor, insbesondere zwischen Loke und Gallenegg stellt sich auch Leithakalk

in grossen Massen ein. Die Lagerung ist eine ziemlich regelmässig muldenförmige, theilweise aber sehr steil aufgerichtete, die Mächtigkeit beträgt bei Sagor selbst sicher über 1000 Fuss. Das Liegende der Flötze ist weisser plastischer Thon, das Hangende zunächst bituminöser Kohlenschiefer, dann Mergelschiefer und Kalkmergel, sodann Sand, Sandstein und Conglomerat, endlich Leithakalk. Auch nördlich vom Leithakalkrücken, der nach Lipold das Innerste und Jüngste der Mulde bildet, erscheinen am Kotredeschbache und bei Savine die Kohlenausbisse wieder, fallen hier nach Süden ein, sind aber geringer an Mächtigkeit und auch die begleitenden Petrefacten sind verschieden. Lipold meint deshalb, dass diese Flötze möglicherweise von jenen von Sagor (d. h. des Südflügels) im Niveau verschieden sein könnten. Das ist indessen sicher, dass die Leithakalke den Mergeln und Sandsteinen wirklich auflagern, daher die Lagerung der Hauptmulde eine synclinale ist. Es folgen noch Detailangaben über die Nebenmulde von Kisouz.

Die zwischen die Jahre 1857 und 1861 fallenden Arbeiten von F. Rolle, welche das Tertiär Untersteiermarks zum Gegenstande haben, berücksichtigen das Gebiet der Tüfferer Bucht allerdings nur in geringem Masse, sind aber schon deshalb von grosser Wichtigkeit, weil in ihnen zum erstenmale die „Sotzkaschichten“ als bestimmter Horizont gefasst werden. Aus der ältesten, hier einschlagenden Arbeit Rolle's (Jahrbuch VIII, pag. 403) seien folgende Daten hervorgehoben. Den „Porphyr“ der Gegend von Cilli weist Rolle einer alten Epoche zu, etwa dem Abschnitte zwischen Gailthaler Kalke und Werfener Schiefer (wozu allerdings bemerkt werden muss, dass Rolle's Gailthaler Kalke auf den neueren Karten zum grossen Theile als Triaskalke erscheinen !). Die „regenerirten Porphyrgebilde“ (Conglomerate und Tuffe) werden dem Eocän zugezählt. Im Tertiär unterscheidet Rolle:

A. Unteres Tertiär.

1. Oberburger Schichten.

2. Kohlenlager von Sotzka und Guttenegg. Sie gehören einem Schichtencomplexe an, welcher jedenfalls von den Neogenschichten sich vollständig abschliesst und gewiss um einen namhaften Grad älter ist. Sehr nahe liegt die Ansicht, dass die Sotzkaschichten den oligocänen oder obersten eocänen Schichten angehören.

3. Kohlenlager im Innern des Weitensteiner Kalkgebirges, mit Pflanzen gleich denen der Sotzkaschichten.

4. Nulliporenkalk von Wöllan und Neuhaus, der nach Rolle jünger als Sotzkaschichten, kaum aber äquivalent dem neogenen Leithakalke sein dürfte.

5. Nummulitenkalk von Leutsch und Prassberg.

6. Mergel und Schieferthon bei Prassberg mit Fischresten, Blättern, Zweischalern u. s. f. Zu Wurzenegg besonders Fische und Pflanzen, letztere nach Heer gleich denen der Sotzkaschichten.

7. Sandstein von Laufen.

8. Diorit, der sich von Smrekouz bis Oslo vrch ober Prassberg findet und wahrscheinlich die Lava ist, zu der die bei Leutsch, Laufen u. a. O. verbreiteten Tuffe und Conglomerate gehören.

9. Diorittuffe und Conglomerate.

10. Glanzkohlengebilde von Oberskallis mit Paludinen, Unionen, Congerien (auf der neueren Karte als Sotzkaschichten bezeichnet).

11. Lignit des Schallthales mit zahlreichen Süsswasserconchylien, von Rolle später selbst als viel jünger bezeichnet (Sitzungsber. kais. Akad. d. W. 1860, XLI., pag. 7), auf den neueren Karten als Congerienschichten colorirt.

12. „Regenerirte Porphyrtuffe" von Cilli etc.

13. Sand und Sandstein von Ostroschna im Cillier Feld, nach Rolle wahrscheinlich im Alter gleich dem Nulliporenkalk von Neuhaus und Wöllan (4), nicht aber äquivalent dem Leithakalk.

Viele dieser Schichtgruppen sind ihrem Alter nach dunkel. Sicher ist, dass die Schichten von Sotzka und Guttenegg, die Thone und Mergel von Prassberg und Wurzenegg, die Nummulitenkalke von Leutsch, Prassberg u. s. f. gleich alt und älter als die Wiener und steirischen Neogenschichten, ihrem Alter nach oligocän oder eocän sind. Am sichersten ist dies für die Schichten von Oberburg, welche älter sind als Sotzka.

B. Neogene Schichten sind im Gebiete von Cilli nur sehr gering verbreitet anzutreffen. In dieser Arbeit Rolle's erscheinen also nahezu nur alttertiäre Schichten in Südsteiermark.

Zu seiner zweiten Arbeit: „Ueber die Stellung der Sotzkaschichten in Steiermark" betont Rolle die Wichtigkeit der *Melania Escheri Brongt* als Leitfossil für jüngeres (neogenes) Tertiär, accentuirt abermals, dass die Sotzkaschichten um einen namhaften Grad älter seien als das Neogen, und findet den Beweis dafür zunächst in den von jenen des Neogen ganz verschiedenartigen Conchylresten der Sotzkaschichten. Diesen fallen zu die Mergel von Gonobitz mit *Cyrena spec.* und *Melania cerithioides Rolle*, dle Mergel von Sotzka und Guttenegg, die Mergel und Glanzkohlen von Schönstein mit *Melanopsis gradata*, *Paludina styriaca*, *Unio lignitarius* und *Congeria styriaca Rolle.* Marine Aequivalente dieser Schichten sind die Mergel und Schieferthone von Prassberg mit *Meletta crenata*, *Cerithium dentatum Defr.*, *Venerupis subglobosa Rolle*, *Saxicava slovenica R.* und *Cardium Lipoldi R.* Die hier angeführten Fossilien werden zugleich beschrieben und abgebildet. Die jüngeren Arbeiten Rolle's enthalten noch einige paläontologische Beiträge, die sich auf das Tertiär der hier behandelten Gegend beziehen.

Wir gelangen zu jenen Arbeiten, mit denen eine neue Periode in unserer Kenntniss des Tertiärs der Tüffer-Sagorer Bucht anhebt, zu den ganz vorzüglich genauen und in jeder Beziehung äusserst gediegenen Aufnahmsarbeiten Th. v. Zollikofer's, welche für alle Zeiten als grundlegend für die Kenntniss jenes Theiles der österreichischen Tertiärbildungen gelten werden. Es sind deren vorzüglich zwei, welche uns hier speciell näher angehen, die erste im Jahrbuche X, 1859, die zweite im Jahrbuche XII, 1861—62 erschienen. Der Standpunkt, welchen Zollikofer in seiner ersten Arbeit einnimmt, wird aus nachstehenden Daten hervorgehen: Die Porphyre und älteren Tuffe der Umgebung von Cilli, mit welchen sich alle Beobachter in jener Gegend in eifriger Weise beschäftigt haben, gehören nach Zollikofer höchst wahrscheinlich dem Niveau der Werfener Schiefer an, während ihm die jüngeren

Tuffe entschieden eocän zu sein scheinen. Auch bezüglich jenes Zuges von Schiefer, welcher das unmittelbare Liegende der Kohlenformation bildet, schliesst er sich so ziemlich der Meinung Rolle's an und erklärt ihn für Gailthaler Schiefer, seine scheinbare Auflagerung auf dem Dolomite des Randgebirges aber durch eine Verwerfungslinie mit Verschiebung. In der Trias des Randgebirges unterscheidet Zollikofer Werfener Schiefer, Guttensteiner Kalke, Hallstätter Kalke und Dachsteinkalke (letztere beide nicht trennbar). Als unterstes Glied des Tertiärs tritt zuweilen (local) Leithakalk auf, so bei Tüffer und Gouze. Wo dieser fehlt, ist das Liegende der Kohle von Letten und Thonmergel, deren Mächtigkeit sehr schwankend ist, gebildet. Es folgt die Kohle. In deren Hangendem erscheint Kalkmergelschiefer mit Melanien, Cerithien, Zweischalern, Blattresten der Flora von Sotzka. Ueber den Hangendschiefern folgen, zum mindesten im Osten, noch zwei Bänke von Leithakalk, die untereinander und von den nächst höheren Schichten durch Mergelschiefer getrennt sind. An Stelle des Leithakalkes können auch sandige Grobkalke und Austernbänke mit nur Spuren von Nulliporen oder grobe Sandsteine mit Kalkcement oder Muschelsandsteine treten. Die wechsellagernden Mergelschiefer sind hell, dünnschichtig und stark kalkhältig. Als oberstes Glied des Tertiärs müssen Molassensandsteine und Conglomerate angesehen werden (St. Gertraud). Diese Schichtfolge wird durch specielle Angaben und Profile erläutert. Es zeigt sich, dass der Nordflügel meist regelmässig entwickelt ist, während der Südflügel grösstentheils sehr reducirt erscheint, speciell nur die höheren Glieder vorhanden sind. Im Süden greift Leithakalk vielfach unmittelbar aufs Grundgebirge über. Bei Trifail tritt auch der Südflügel der Kohle zu Tage, die Störungen sind aber hier sehr bedeutende. Schliesslich fragt Zollikofer nach dem Alter dieser Tertiärablagerungen. Man habe geglaubt, hier trennen zu können in eocäne und neogene, das gehe aber nicht an, denn gewisse Fossilien reichen aus den untersten bis in die obersten Lagen und der neogene *Pecten latissimus* stamme gerade aus den tiefsten Schichten (von Tüffer). Man habe auch geglaubt, ein leichtes und sicheres Trennungsmerkmal in der Lagerung zu besitzen, indem man annahm, die älteren Schichten seien noch aufgerichtet worden, die nicht aufgerichteten seien daher neogenen Alters. „Dieses Unterscheidungsmittel,“ sagt Zollikofer wörtlich, „wäre freilich sehr bequem, allein es hat sich nicht bewährt. Wir kennen ganz entschiedene Neogenschichten, die auffallend gestört sind, saiger stehen und zahlreiche Verwerfungen zeigen, und dass es sich hier nicht um einfache Abrutschungen handelt, beweist der Umstand, dass diese Erscheinungen selbst meilenweit in Länge und Breite verfolgt werden können.“ Man müsse also Flora und Fauna berücksichtigen. Auf Grundlage dieser scheint es Zollikofer am wahrscheinlichsten, dass alle diese Tertiärbildungen zusammengenommen oligocänen Alters seien. Von Interesse sind auch noch die Ausführungen Zollikofer's über die „jüngeren Tuffe“, auf welche im speciellen Theile noch zurückgekommen werden soll.

Wenn auch nicht alles von Zollikofer in dieser ersten Arbeit Vorgebrachte heute noch in vollem Masse aufrecht zu erhalten ist, so wird doch diese Zollikofer'sche Arbeit für immer die Grundlage

für weitere Untersuchungen in diesem Gebiete bleiben. Es war Zollikofer übrigens selbst vergönnt, in seiner zweiten Arbeit noch einige wesentliche Berichtigungen seiner älteren Ansichten einfliessen zu lassen. Trotzdem, dass diese zweite, um zwei Jahre jüngere Arbeit (Jahrb. XII) demnach auf vorgeschrittenerem Standpunkte steht, besitzt sie nicht mehr jene vollkommene Objectivität, jenen gänzlichen Mangel an irgend einer Voreingenommenheit, welche die erste Arbeit so sehr auszeichnen. Es macht sich vielmehr in ganz auffallender Weise der Einfluss jener theoretisirenden und speculativen Richtung geltend, welche in dieser Zeit von Wien durch F. Rolle inaugurirt worden war und die bald darauf mit viel grösserem Erfolge von E. Suess wieder aufgenommen wurde. In der zweiten Arbeit v. Zollikofer's werden die Sotzkaschichten des eigentlichen Cillier Gebietes als Eocän angesehen und wird hervorgehoben, dass derartige eocäne Ablagerungen der Tüfferer Bucht, wenigstens deren innerem Theile, vollständig fehlen, demnach die kohlenführenden Schichten von Tüffer-Sagor ein jüngeres Alter besitzen. Diese Schichten gehören nach Zollikofer dem Niveau von Horn (Rolle 1859) an, obschon ihre Flora jener von Sotzka sehr nahe verwandt ist. Sie bilden bei Zollikofer die Basis des Neogens, welches er für die Tüfferer Bucht in vier Complexe gliedert:

1. Braunkohlensystem = Horner Schichten;
2. Leithakalkbildungen } Leithaschichten
3. Leithamergel }
4. Sandsteingruppe = Congerien- und Melanopsisschichten.

An dieser Stelle schaltet Zollikofer eine wesentliche Berichtigung seiner ersten Arbeit ein:

Der Leithakalk im Liegenden der Kohle auf der Strecke von Tüffer nach Gouze sei ganz gewiss nicht an seinem normalen Platze, obschon sich nicht erklären lasse, wie er in diese Lage kommen konnte. Was aber die wiederholten Einlagerungen von Leithakalken in den marinen Mergeln über den Hangendschiefern anbelangt, so meint er, es sei möglich, dass wirklich mehrere durch Mergellager getrennte Leithakalkbänke existiren, da diese Mergel doch nur eine andere Facies der Leithaschichten sind; es sei aber auch möglich, dass sie nur als Folge von Verwerfungen einer einzigen Bank mehrfach erscheinen.

In den Hangendschichten des Braunkohlensystems wurden von Zollikofer folgende Versteinerungen (nach Bestimmungen von Dr. Rolle und M. Hoernes) gesammelt: *Cerithium margaritaceum Brgt.*, *Cer. plicatum Lam.*, *Pyrula Lainei Bast.*, *Mytilus Faujasi Bgt.* (= *Myt. Haidingeri Hoern.*), *Cardium echinatum L.* (*C. Deshayesi*), *Venus incrassata var. styriaca Rolle* (?). Diese Fossilien stammen von den Fundorten Hörberg, Drachenburg und Trobenthal im östlichen Theile der Tüfferer Bucht und geben nach Zollikofer der Fauna ganz den Charakter der Horner Schichten Rolle's. Sie stehen also an der Basis des Neogens gegen das Oligocän; dafür spricht auch das Auftreten der *Venus incrassata*, sowie der Umstand, dass ihre Flora ganz identisch mit jenen der Sotzkaschichten ist. Dass sie trotzdem jünger seien als Sotzka, gehe daraus hervor, dass sie den Sotzkaschichten aufgelagert seien (diese

Ueberlagerung ist in der Tüfferer Bucht allerdings, wie es scheint, auch von Zollikofer nicht nachgewiesen worden).

In den Leithaschichten sind echte Nulliporenriffe selten und von geringer Erstreckung. Sie gehen oft im Streichen sowohl als in verticaler Richtung in mergelige Kalke über. Die Leithamergel liegen unmittelbar auf dem Leithakalke und sind enge mit ihm verbunden. Zu den Leithaschichten zählt Zollikofer auch gewisse Schichten vom Hafnerthal bei Lichtenwald, die ihrer Fauna nach, wie schon Rolle erkannte, sarmatisch sind. In der obersten Sandsteingruppe kannte Zollikofer nur Fossilien der Congerienschichten. Was die Lagerung dieser Schichten der Tüfferer Buchtausfüllung anbelangt, so sei hier als uns zunächst interessirend auf die Constatirung der Anticlinale von Trobenthal hingewiesen, welche als westliche Fortsetzung des Rudenzabergzuges gedeutet wird, dessen Südabhange auch die berühmte Localität Radoboj angehört. Im Gesammtbaue zeigt die südlicher liegende Reichenburger Bucht eine interessante Analogie zum Tüffer-Hrastnigger Zuge, indem das Braunkohlensystem dort ebenfalls nur am Nordrande des Beckens auftritt, im Süden dagegen der Leithakalk oder die oberen Sandsteine dem secundären Randgebirge anliegen. Tertiäre Eruptionsgesteine werden von mehreren Stellen erwähnt.

Die zunächst an die von Zollikofer durchgeführten Aufnahmen sich anschliessenden Arbeiten im Felde sind jene von D. Stur. Die ersten Resultate veröffentlichte der Autor im Jahrb. XIV, pag. 439—45. Die von Zollikofer für Dachsteinkalke erklärten Dolomite des Randgebirges sind nach Stur keine Dachsteindolomite, trotz des Vorkommens von Dachsteinbivalven-Durchschnitten, welche ja auch in den ächten Hallstätterkalken der Nordalpen vorkommen. Im Gegensatze zu älteren Beobachtern, welche „alle in Untersteiermark vorkommenden tertiären Schichten für eocän [1]) erklärten“, weist Stur dem Neogen einen grossen Antheil an der Zusammensetzung der tertiären Ablagerungen zu. Er fand von oben nach unten vorschreitend: Leithakalk, gelben Sand, Foraminiferenmergel, Mergelschiefer von Sotzka. Das Auftreten von *Melania Escheri*, auch in den Sotzkaschichten, hebt Stur als besonders wichtig — im Gegensatze zu der Meinung Rolle's, dass diese Art für jüngere Schichten bezeichnend sei — hervor. Das tiefste Glied bilden die Oberburger Schichten. Die Schichten von Sotzka bezeichnet Stur als eine untere neogene Süsswassermolasse.

Im Süden der Linie Cilli-Rohitsch liegen die Verhältnisse etwas anders: Auch hier treten die Sotzkakohlen auf, „doch ist ihr Hangendes, das Aequivalent der tieferen Abtheilung des marinen Neogens, von Ort zu Ort anders entwickelt“. Bei St. Michael, westlich von Tüffer, führt dasselbe *Melania Escheri*, Unionen und die Flora von Sagor; östlich von Tüffer enthält das Hangende *Cerithium margaritaceum*, bei Trobenthal endlich findet man Schichten mit *Melania Escheri* und solche mit *Cer. margaritaceum* und *Cer. plicatum*.

Die Eruptivgesteine sind Hornsteinporphyre und Feldsteinporphyre; ihre Haupteruptionsepoche fällt zwischen die untere Süsswasserstufe und den Leithakalk, die untersten Leitha-

[1]) Das bezieht sich wohl vorzüglich auf die Arbeiten von F. Rolle.

kalkschichichten enthalten schon grosse Trümmer der Eruptivgesteine und deren Tuffe.

Die brackische Stufe reicht aus Kroatien bis Maria Dobie herein.

In die Zeit zwischen dieser ersten Mittheilung Stur's und dem Erscheinen seines grossen Werkes über die Geologie von Steiermark fallen mehrere kleinere Arbeiten und Mittheilungen anderer Autoren über das uns hier beschäftigende Gebiet. So veröffentlichte Hans Höfer in den Verh. d. geol. Reichsanst. 1868 eine Aufzählung der Schichtfolge bei Hrastnigg-Sagor, in welcher zum erstenmale eine andere Deutung des fragwürdigen Schieferzuges im Liegenden des Nordflügels der Kohle, der bisher als eocän oder als paläozoisch angesprochen worden war, auftritt. H. Höfer bezeichnet denselben nämlich mit Reserve als Aequivalent des Lunzersandsteines und zählt auch die im Zusammenhang damit auftretenden Quarzporphyre, die Stur für tertiär erklärt hatte, den mesozoischen Bildungen zu. Im Uebrigen ist die Schichtfolge, die Zollikofer für das Tertiär aufstellte, nahezu unverändert wiedergegeben (und zwar die der älteren Arbeit); es hat sich jedoch dabei der Fehler eingeschlichen, dass die Flötze von Savine und St. Gertraud als den oberen Theilen der Kohlenhangendschiefer eingelagert bezeichnet werden, wobei die Angabe über Savine wohl von Lipold (vergl. oben) entlehnt ist, während jene über St. Gertraud einem stark missverstandenen Profile Zollikofer's zuzuschreiben sein dürfte, denn jenes Flötz von St. Gertraud gehört den obersten Schichten der Muldenmitte (Abtheilung 14, nicht 10 in Höfer's Tabelle) an.

Ettingshausen theilt (in Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1870) einige geologische Beobachtungen, welche bei Gelegenheit der Ausbeutung von Pflanzenfundstellen zwischen Sagor und Tüffer gemacht wurden, mit. Die tiefste pflanzenführende Schicht bei Sagor (vom Friedhofe) führt nach ihm eine Flora, welche älter ist als die Sotzkaflora. Im Hangenden des Sagorer Flötzes treten in vier verschiedenen Horizonten Pflanzen auf. Aus einer 8° über der Kohle liegenden Thonschichte stammen die meisten; diese Schichte stimmt mit der Localität Savine überein, deren Reste bereits im Jahrbuch 1852, II. beschrieben wurden. Die Floren sämmtlicher Lagen im Hangenden der Kohle bei Sagor, Kotredesch, Savine, Islak, ferner jene von Hrastnigg, Trifail, Bresno und Tüffer zeigen nach Ettingshausen den Charakter der aquitanischen Floren.

In seinem Werke: „Die Porphyrgesteine Oesterreichs" 1869 widmet G. Tschermak in dem Capitel „Südsteiermark" pag. 63—65 auch den wiederholt erwähnten Eruptivgesteinen von Cilli seine Aufmerksamkeit. Dieselben haben nach Tschermak, obgleich ihnen von Stur ein tertiäres Alter zugeschrieben wird, doch sehr häufig das Ansehen von Felsitporphyren und thun so wiederum dar, dass die petrographische Beschaffenheit und das geologische Alter nicht immer harmoniren. Die Gesteine von St. Michael und Sta. Catharina bei Tüffer (und von einigen anderen Orten bei Cilli) sind Felsitporphyre, die nicht im Geringsten das Ansehen von Trachytgesteinen zeigen. Hier befinden sich die stratigraphische und die petrographische Classification im ärgsten Widerstreite. Wenn

man die Altersbestimmung Stur's als sicher annimmt, so muss man zugeben, dass in der Gegend von Cilli Felsitporphyre von tertiärem Alter auftreten.

Wir wenden uns nunmehr zu den zahlreichen und wichtigen Angaben über die Bucht von Tüffer, welche in Stur's Geologie der Steiermark (1871 erschienen) enthalten sind: Die Begehungen Stur's fallen, wie man dem citirten Werke pag. 521 entnimmt, bereits in die Jahre 1863 und 1864, in welch letzterem Jahre auch seine oben erwähnte erste Publication über die Geologie von Untersteiermark erschien. Wie Stur pag. 521 ausdrücklich hervorhebt, ist von ihm die Möglichkeit, dass insbesondere in Untersteiermark die Horner Schichten vorhanden sein dürften, keinen Augenblick aus den Augen gelassen worden. Doch wie vor ihm die Beobachter aus dem Leithakalke stets nur jene Petrefacte aufgezählt hatten, die auch den Leithakalk des Wiener Beckens charakterisiren, so hat auch Stur keine Spur jener Arten, die nach Fuchs die Eggenburger, Gauderndorfer und Loibersdorfer Schichten so sehr auszeichnen, zu Gesichte bekommen. Dagegen sind *Cerithium margaritaceum* und *C. plicatum* sehr verbreitet in den brackischen Ablagerungen der Sotzkaschichten aufgefunden worden. (Es sei hier übrigens auf Zollikofer's zweite Arbeit hingewiesen, in welcher nach gewissen Petrefactenfunden die kohlenführenden Schichten der Tüfferer Bucht direct als Horner Schichten angesprochen werden.) Stur hebt weiters hervor, dass er die vor ihm für Diorite, Porphyre und Felsitporphyre gehaltenen eruptiven Gesteine in Untersteier für Trachyte erklärt und ihre Eruptionszeit nach ihren Tuffen festgestellt habe. Pag. 525 bespricht Stur ferner die Gründe, welche ihn bewogen haben, die Grenze zwischen Eocän und Neogen unmittelbar über den Schichten von Oberburg zu ziehen, die Sotzkaschichten, sowie einige andere, eng damit verknüpfte Ablagerungen bereits ins Neogen, und zwar an dessen Basis zu stellen. Ausser den altbekannten Ablagerungen von Oberburg bleiben fürs Eocän demnach in Südsteiermark nur die sogenannten „Schichten von Gairach", von denen man aber nichts weiss, als dass sie mergeliger Natur sein müssen und dass *Psammobia Hallowaysi Sow.* daraus stammt. Es ist wohl nach unserer heutigen Kenntniss nicht absolut nothwendig, anzunehmen, dass diese Schichten ein von jenen von Oberburg getrenntes Niveau darstellen, wie Stur seinerzeit auf Grund der Gliederung des vicentinischen Eocäns von E. Suess vorauszusetzen gezwungen war. Als Basis des Neogens bezeichnet Stur die Fischschiefer von Wurzenegg, die aber so innig mit den darüber folgenden Sotzkaschichten verbunden sind, dass es Stur nicht möglich war, eine feste Grenze zwischen beiden aufzufinden. Ueber den Sotzkaschichten folgen die marinen Ablagerungen des Wiener Beckens, welche Stur in zwei Abtheilungen scheidet, eine ältere: marine Tegel, Mergel, Letten und Sande, und eine jüngere, den Leithakalk und die ihn begleitenden oder ihm äquivalenten Conglomerate, Schotter, Sande, Tegel und Mergel. Alle Schichten vom Wurzenegger Fischschiefer bis zum Leithakalke hinauf fasst Stur als „untere Stufe des Neogens" zusammen. Als „mittlere Stufe des Neogens" folgen darüber die brackischen Cerithienschichten, als „obere Stufe" die Congerienschichten. Jede dieser

drei Stufen hat nach Stur ihre eigenen Eruptivgesteine, die untere Hornfelstrachyte, die mittlere gewöhnliche Trachyte, die obere endlich Basalte.

Aus dem speciellen Theile seien folgende wichtige Daten hervorgehoben: Als directes Aequivalent des Fischschiefers von Wurzenegg ist Stur geneigt, jene Schiefer anzusehen, die zwischen dem Triasdolomit und der Tertiärausfüllung am Nordrande der Tüfferer Bucht im unmittelbaren Liegenden des Kohlengebirges auftreten und welche von Morlot zuerst für eocän, später für paläozoisch, von Zollikofer aber für entschieden gleichaltrig den Gailthaler Schiefern erklärt worden waren. Stur kommt also hier so ziemlich auf die älteste Ansicht A. v. Morlot's zurück. Doch gelang es ihm allerdings nicht, paläontologische Beweise für seine Ansicht aufzufinden, weshalb er diesen Schieferzug auch auf der geologischen Karte der Steiermark als Gailthaler Schiefer fortbestehen liess.

Die Sotzkaschichten wurden von Stur vornehmlich in den nördlicheren Antheilen des Gebietes von Cilli studirt. Für die Hangendschichten der Kohle unterscheidet er zwei Facies, eine rein lacustre und eine brackische, und führt dieselben auch in zwei getrennten Tabellen an. Von innerhalb der Tüfferer Bucht liegenden Localitäten mit lacustrer Fauna sind nur zwei in seiner Liste aufgeführt, Trobenthal und St. Michael bei Tüffer, mit den Arten *Melania Escheri Brgt.*, *Melania Sotzkaensis Stur in litt.*, *Unio Eibiswaldensis Stur in litt.* und *Chara spec.*; ausserdem wird von Trifail das Vorkommen von *Anchitherium aurelianense Cuv.* (seither nicht wiedergefunden) und *Anthracotherium magnum Cuv.* angeführt. Von Localitäten mit brackischer Fauna erscheinen zwei aus der Tüfferer Bucht, Trobenthal und Tüffer selbst (im Osten des Ortes) mit *Natica helicina Brocc.*, *Cerithium margaritaceum Brocc.*, *Cer. plicatum Brug.*, *Cer. Rahtii Al. Br.*, *Littorinella acuta A. Br.*, *Melania cfr. falcicostata Hofm.*, *Cytherea incrassata var. stiriaca Rolle* und *Cyrena semistriata Desh.* Die brackischen Sotzkaschichten würden nach Stur den Cyrenenschichten des Zsylthales in Siebenbürgen und den oberoligocänen Cyrenenmergeln des Mainzer Beckens entsprechen. Besondere Wichtigkeit legt Stur dem Umstande bei, dass die brackische und die lacustre Facies der Sotzkaschichten an einzelnen Fundpunkten gleichzeitig auftritt, so zu Buchberg bei Cilli und zu Trobenthal bei Tüffer. Nahe östlich bei Tüffer findet man noch *Cerithium margaritaceum* neben *Cyrena semistriata*, westlich von Tüffer bei St. Michael nur mehr die rein lacustre Fauna.

Unentschieden lässt Stur die Stellung der Schieferthone, aus denen Rolle *Saxicava slovenica*, *Venerupis subglobosa* und *Cardium Lipoldi* beschrieb; sie gehören vielleicht schon den nächstjüngeren marinen Ablagerungen, etwa als liegendste Lagen, an.

In den marinen Neogenbildungen der Bucht von Tüffer unterscheidet Stur (pag. 566) als ältere Abtheilung die „Schichten von Tüffer", als jüngere den Leithakalk. Die Schichten von Tüffer bestehen in ihrer vollständigsten Entwicklung aus drei Gliedern, an der Basis blauer Tegel, in der Mitte Sand und Sandstein, zu oberst sogenannte Tüfferer Mergel. Von diesen drei Gliedern ist das mittlere am constantesten entwickelt. Zu diesem Gliede rechnet Stur auch jene Gebilde in der

Muldenmitte bei St. Gertraud, die nach Zollikofer den obersten Wiener Schichten entsprechen und jünger als die Leithaschichten sind.

Die Hornfelstrachyte der unteren Stufe des Neogen trennt Stur in zwei altersverschiedene Gruppen, in ältere, die unmittelbar nach Ablagerung der muthmasslichen Aequivalente des Wurzenegger Fischschiefers, jener schwarzen Schiefer im Nordflügel der Tüfferer Mulde nämlich, zu Tage traten, und in jüngere, deren Eruption genau in die Zeit der Ablagerung der Schichten von Tüffer (vor die Zeit des Leithakalkes) fällt. Der Leithakalk erscheint nach Stur stets als das jüngste, rein marine Glied der miocänen Ablagerungen und wird da, wo überhaupt jüngere Schichten nachgewiesen wurden, stets in concordanter Weise von Cerithienschichten der mittleren (sarmatischen) Stufe überlagert, während der Badener Tegel, wo solcher vorhanden, ganz entschieden das tiefste Glied der marinen Schichten bildet. Die Ablagerungen der mittleren Stufe (sarmatische Schichten) greifen von Kroatien her übrigens nur bis Wresie und Maria Dobie bei Montpreis in die Tüfferer Bucht herein. Congerienschichten sind hier nicht bekannt.

So weit die Angaben von Stur, was das Wichtigste der allgemeinen Resultate, zu denen Stur gelangte, betrifft. Auf die zahlreichen interessanten Detailangaben wird noch vielfach im weiteren Verlaufe der Darstellung zurückgekommen werden müssen.

Es folgt eine Periode, in welcher die Nachrichten über das Gebiet der Tüfferer Bucht recht spärlich fliessen. R. v. Drasche beschäftigte sich mit den Eruptivgesteinen, welche er als Hornfelstrachyte beschrieb, die merkwürdige petrographische Aehnlichkeit dieser nach Stur tertiären Gesteine mit Gesteinen älterer Formationen ebenfalls, wie schon vor ihm Tschermak, betonend.

Th. Fuchs untersuchte eine Suite von Versteinerungen, die bei Sagor „unmittelbar auf der Kohle“ (?!) liegen und aus zwei verschiedenen Schichten stammen, einem harten blaugrauen und einem lichtgelben Sandsteine, der jünger ist als der erstere und zahlreiche Steinkerne von *Isocardia subtransversa* und eine *Lucina* enthält. Die Arten der ersteren Schichte sind grösstentheils Steinkerne, aber nach Fuchs „Stück für Stück genau dieselbe Fauna“, die bei Gauderndorf und Eggenburg vorkommt. Die Liste enthält folgende Arten (die bezeichnenden sind durch den Druck hervorgehoben, die daneben gesetzten Fundortsangaben sind dem grossen Werke von M. Hoernes entnommen):

Conus spec.

Chenopus pes pelicani Phil. Baden, Vöslau, Enzesfeld, Steinabrunn, Grund u. s. f., nach Fuchs zu Loibersdorf.

Pyrula condita Brong., Grund, Enzesfeld, Gainfahrn, Forchtenau. Soll auch lebend vorkommen.

Turritella cathedralis Brong. h., Eggenburg, Gauderndorf, Loibersdorf, Molt, Steinabrunn, Gainfahrn.

Turritella turris Bast., Enzesfeld, Gainfahrn, Vöslau, Baden, Steinabrunn, Grund, nach Fuchs zu Molt und Loibersdorf.

Panopaea Menardi Desh., Pötzleinsdorf, Enzesfeld, Grund, Loibersdorf, Steinabrunn, Kalksburg u. s. f.

(*Pholadomya cf. alpina Math.*)[1]) Sievering, Neudorf, Enzesfeld.

Tellina lacunosa Chemn., Gauderndorf, Grund, Niederkreuzstetten, Kalksburg.

(*Tellina cf. Schönni Hoern.*), Grund, Niederkreuzstetten, Pötzleinsdorf.

(*Thracia plicata Desh.*), bei M. Hoernes nicht angeführt!

Lutraria cfr. sanna Bast., Eggenburg, Grund, Ebersdorf.

Tapes vetula Bast., Grund, Loibersdorf, Gauderndorf, Pötzleinsdorf, Enzesfeld, Ritzing.

Venus islandicoides Lam. h., Grund, Eggenburg, Grussbach, Kalksburg, Ritzing.

Cytherea cf. pedemontana Ag., Pötzleinsdorf, Niederkreuzstetten, Gauderndorf, Grund u. s. f.

Cardium cfr. burdigalinum Lam., nach M. Hoernes nur zu Loibersdorf, und zwar äusserst selten, nach Fuchs auch zu Gauderndorf.

Diplodonta rotundata Mont. aff. h., Niederkreuzstetten, Grund, Eggenburg, Grossrussbach, Pötzleinsdorf.

Pectunculus spec.

Mytilus Haidingeri Hoern., Niederkreuzstetten, Grund, Eggenburg, Maigen, Gauderndorf u. s. f.

Avicula phalaenacea Lam., Grund, Gauderndorf, Grussbach, Pötzleinsdorf, Kalksburg.

Pecten Rollei Hoern. h., Gauderndorf, Eggenburg, Maigen, Zogelsdorf. Neuerlich bemerkt Fuchs, dass man den für Horner Schichten bezeichnenden *Pecten Rollei* mit *Pecten benedictus Lam.*, der noch im Pliocän vorkommt, werde vereinigen müssen.

Anomia spec.

Von den in voranstehender Liste namentlich angeführten 18 Species kommen somit 3 weder nach M. Hoernes, noch nach Fuchs in den Horner Schichten vor; von den übrigen 15 sind alle mit alleiniger Ausnahme des *Pecten Rollei* und des *Cardium burdigalinum* bereits von M. Hoernes aus älteren sowohl als aus jüngeren Schichten des Wiener Beckens angeführt worden, also selbst die von Fuchs als besonders bezeichnend für das Horner Niveau angeführten *Turritella cathedralis*, *Lutraria sanna*, *Venus islandicoides* und *Mytilus Haidingeri*. *Pecten Rollei* ferner ist durch Fuchs selbst indirect als nicht bezeichnend für Horner Schichten erklärt worden, *Cardium burdigalinum* endlich wird von Sagor nur mit Reserve angeführt, die Niveaubestimmung der betreffenden Schichte von Sagor als Horner Schichten muss demnach mindestens als verfrüht bezeichnet werden. Dass dieselben Steinkerne von *Isocardia*, welche Fuchs als *Isoc. subtransversa* anführt, in der Sammlung der k. k. geolog. Reichsanstalt, durch R. Hoernes als *Isocardia cor* bestimmt, sich vorfinden, sei nur nebenbei erwähnt.

Eine weitere Petrefactensuite, welche Th. Fuchs (Verh. d. geol. Reichsanst. 1875 pag. 48) untersuchte, stammte von Stein in Krain und spricht nach Fuchs für das Vorhandensein von Sotzkaschichten,

[1]) Die Arten in Klammer werden weder von M. Hoernes, noch von Th. Fuchs aus Horner Schichten angeführt.

von Horner Schichten und von Grunder Schichten in jenem innersten Winkel der Bucht von Cilli im engeren Sinne.

In diese Zeit fällt auch der Beginn der grossen Publication von C. v. Ettingshausen über die Flora von Sagor, deren Originalexemplare von 14 verschiedenen Localitäten des Kohlenzuges der Tüfferer Bucht stammen.

Während v. Ettingshausen im Berichte in den Verhandlungen 1870 die nach ihm älteste Schichte von Sagor, jene am Friedhofe, für älter als die Flora von Sotzka erklärt, wird in der grossen Arbeit jene „Friedhofschichte" als aequivalent mit Sotzka und Haering angenommen (1873). Bald darauf (Ilwof und Peters: Graz, seine Geschichte und Topographie etc. 1875) erscheint diese Gliederung abermals etwas modificirt, indem die Haeringstufe in Südsteiermark gänzlich fehlt, die unteren Schichten von Sagor denen von Sotzka gleichgestellt werden und eine noch jüngere „Savinestufe" für die oberen Schichten von Sagor, sowie für die Floren von Trifail, Hrastnigg und Bresno aufgestellt wird.

Im Jahre 1876 untersuchte R. Hoernes die Anthracotherienreste von Trifail und erörterte bei dieser Gelegenheit die Altersfrage der kohlenführenden Schichten von Trifail, insbesondere in ihren Beziehungen zu den „Schichten von Eibiswald", in eingehender Weise.

Im Jahre 1877 beging H. Wolf die grosse Rutschung an der Sann oberhalb Steinbrück und erklärte das abgerutschte Materiale als „Schichten von Tüffer". Eine Probe davon wurde von F. Karrer untersucht und derselbe glaubte darin sarmatische Conchylienformen zu erkennen, publicirte aber seine Beobachtungen nicht. Auf mein Ersuchen hatte Herr F. Karrer die Güte, mir Folgendes mitzutheilen: „Das Schlemmproduct der Probe ist voll *Bulla Lajonkaireana*, Rissoen, Paludinen und enthält von Foraminiferen fast ausschliesslich *Rotalia Beccarii*, was immerhin auf sarmatische Schichten hindeutet."

Eine abermalige Untersuchung der „älteren neogenen Eruptivgesteine" von Tüffer wurde von E. Hatle im Jahre 1880 durchgeführt; die Gesteine von St. Michael und Sta. Catharina bei Tüffer werden hier als Quarztrachyte bezeichnet.

In den Verhandl. d. geolog. Reichsanst. 1881, pag. 181 publicirte Th. Fuchs eine Liste von Versteinerungen, die aus dem Wartimbergschachte bei Bresno unweit Römerbad stammen, und zwar in einer Tiefe von 88—92 Meter in grauem, massigem Steinmergel gefunden worden waren. Es werden angeführt:

Grosse Bivalve, ähnlich *Cytherea*.
„ „ „ *Lucina globulosa Desh.* bei M. Hoernes.
Cardita Jouanneti cfr.
Cardium nov. spec. (gross, feingerippt).
Pectunculus spec. (grosse Exemplare).
Perna Soldani Desh.
Solenomya Doderleini M.
? *Pecten nov. spec.*
Ostrea spec. (Deckel einer grossen Art.)
Turbo rugosus L.

Die petrographische Beschaffenheit des Gesteines, die Erhaltung der Fossilien, sowie das häufige Vorkommen von *Solenomya Doderleini* scheinen nach Fuchs übereinstimmend auf „Schlier“ hinzuweisen und das Vorkommen grosser Bivalven (*Cytherea*, *Lucina*) erinnert speciell an den Schlier der Apenninen. Es lässt sich jedoch nicht verkennen, führt Fuchs weiter aus, dass von den sonst verbreitetsten und bezeichnendsten Schlierfossilien wie *Pecten denudatus*, *Axinus angulosus*, *Aturia Aturi* u. s. f. keine Spur vorhanden ist, während anderseits *Turbo rugosus*, *Cardita Jouanneti*, sowie die grossen *Pectunculus* und Ostreen dem Schlier sonst vollkommen fremd sind und theilweise auf eine jüngere Stufe deuten.

Wie aus voranstehender Literatur-Uebersicht hervorgegangen sein dürfte, haben die Anschauungen über das Alter der Tertiärablagerungen im Verlaufe der Zeit mehrfache Schwankungen durchgemacht. Morlot war in seinen späteren Arbeiten der Ansicht, dass alle diese Schichten verhältnissmässig jung seien; Rolle hatte für dieselben wieder ein höheres Alter angenommen; Th. v. Zollikofer und Stur vertraten abermals die Ansicht von einem jugendlichen Alter derselben, insbesondere der marinen Bildungen. Doch hat bereits Zollikofer den Begriff der Horner Schichten in seiner zweiten Arbeit für die Tüfferer Bucht einzuführen den Versuch gemacht (allerdings nicht für das höhere Miocän, sondern nur für die kohlenführenden tiefsten Ablagerungen), während sich Stur diesen Bestrebungen gegenüber entschieden ablehnend verhält. Auf jene Angaben Zollikofer's beruft sich E. Suess in in seiner Gliederung u. s. f. bereits im Jahre 1866 (pag. 114), zum Behufe des Nachweises der Horner Schichten in Südsteiermark. Nachdem auch Fuchs im Jahre 1874 Horner Schichten bei Sagor nachweisen zu können geglaubt hatte (vergl. oben), erklärt er in Schriften allgemeineren Inhaltes, so im Führer zu den Excursionen der Deutschen geol. Gesellschaft 1877, pag. 50, die Sandsteine und Mergel von Sagor, sowie die Bryozoënkalke und Mergel von Tüffer, also nahezu das gesammte Miocän dieser Regionen, für Horner Schichten. Noch weit entschiedener hat R. Hoernes in dieser Frage Stellung genommen durch seine Schrift: Ein Beitrag zur Kenntniss der miocänen Meeresablagerungen der Steiermark, 1882. Bevor auf diese Arbeit näher eingegangen wird, muss vorausgeschickt werden, dass die präcise Altersstellung des Schliers von Ober-Oesterreich, welche R. Hoernes auf Grund seiner paläontologischen Studien [1]) (Jahrb. 1875, XXV, pag. 333)

[1]) Die Art und Weise, wie R. Hoernes hier den Schlier von Ottnang mit anderen Ablagerungen, speciell mit dem Salzthon von Wieliczka parallelisirt, ist bemerkenswerth; pag. 3 sagt er: „Endlich erschien im Jahre 1867 eine ausführliche Beschreibung der Wieliczkaer Fauna von Reuss, in welcher derselbe zu dem, wie wir später sehen werden, unrichtigen Schlusse gelangte, dass die Steinsalzablagerungen von Wieliczka nicht identisch seien mit dem Schlier, sondern vielmehr mit dem Leithakalkniveau des Wiener Beckens zu parallelisiren seien. Reuss spricht sich entschieden gegen die Annäherung der Wieliczkaer Fauna an jene des Schlier aus und sagt: „Es dürfte daher die von Professor Suess ausgesprochene Vermuthung, dass die Salzablagerungen Galiziens dem Schlier zufallen möchten, kaum gerechtfertigt sein.“ Wie ich (R. Hoernes) glaube, wird nach der genauen Untersuchung der Fauna des Schliers wohl kein Zweifel übrig bleiben, ob Suess' oder ob Reuss' Ansicht die richtige sei.“

endgiltig dahin fixirt zu haben glaubte, dass derselbe eine Facies der älteren Mediterranstufe (Horner Schichten Rolle's) sei, durch die neuesten Untersuchungen von V. Hilber in Galizien wieder einigermassen wankend geworden war. Hilber hatte nämlich (Jahrb. 1882 pag. 296) nachgewiesen, dass die ältesten miocänen Ablagerungen Ost-

---

Man ist nach diesen einleitenden Sätzen wohl einigermassen berechtigt, späterhin eine präcise Darlegung der Gründe, warum denn Reuss gegenüber Suess Unrecht haben solle, zu erwarten. Aus der einfachen Vergleichung der von Reuss angeführten Thatsache, dass von den in Wieliczka vorkommenden 70 Conchylarten 53 auch im Wiener Becken vorkommen, mit dem von R. Hoernes erreichten Resultate, dass von den 73 Ottnanger Arten nur acht mit Sicherheit (nebst vier fraglichen) auch in Wieliczka auftreten — welchen Vergleich selbst anzustellen R. Hoernes übrigens wohlweislich vermeidet —, dürfte schwerlich sofort abzuleiten sein, dass Reuss Unrecht hat. Eine andere Darlegung der Gründe für das Reuss'sche Unrecht vermisst man aber leider in dieser Hoernes'schen Arbeit. Auch der Hinweis auf die hervorragende Bedeutung der *Solenomya Doderleini* und des *Pecten denudatus* als Leitfossilien für den Schlier (pag. 8) kann für diesen Mangel nicht entschädigen; sie wird sogar schon aufgewogen durch den Umstand, dass die im Schlier obligaten Nautilusscherben in Wieliczka nicht auftreten (wozu man Fuchs' Studien über die Gliederung der jüngeren Tertiärbildungen Oberitaliens, pag. 55, vergleichen wolle!). Wenn R. Hoernes weiterhin etwa aus dem Umstande, dass — wie er annimmt — der Tegel von Baden und der Schlier von Ottnang (pag. 60) vollkommen gleiche Facies seien, deduciren möchte, sie müssten der grossen Verschiedenheit ihrer Faunen wegen dann nothwendig altersverschieden sein, so geht er von ganz falschen Prämissen aus, denn diese beiden Gebilde sind thatsächlich sehr weit verschiedene Facies und als solche nicht direct mit einander vergleichbar. Dass dem so sei, geht sofort aus der Vergleichung ihrer Faunen hervor. Während im Ottnanger Schlier die Pelecypoden, obwohl sie an Arten gegenüber den Gastropoden zurückstehen (29 Bivalven zu 44 Gastropoden), dessenungeachtet an Individuenanzahl dieselben beiweitem übertreffen, besitzt der Tegel von Baden nach Karrer auf 31 Bivalven- 253 Gastropoden-Arten.

Nach der R. Hoernes'schen Verbreitungstabelle ergibt sich aber ferner, dass von den 44 Gastropodenarten 27, d. h. alle nicht neuen Arten auch in der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens bekannt sind. Von den 14 neuen Arten sind 11 dem Schlier von Ottnang eigenthümlich, 3 dagegen kommen nach Hoernes auch im oberitalienischen „Schlier" vor, mit welchem Ottnang im Ganzen 17 Species gemeinsam hat. Man hat also von 41 bestimmten Gastropodenarten des oberösterreichischen Schliers:

27 mit der zweiten Mediterranstufe gemeinsame,
11 eigenthümliche,
17 mit dem sogenannten oberitalienischen Schlier gemeinsame.

Daraus folgt, wenn überhaupt irgend ein Schluss, doch wohl nur der, dass der Ottnanger Schlier der Wiener zweiten Mediterranstufe bedeutend näher steht als dem sogenannten oberitalienischen Schlier. Dabei wäre überdies in Betracht zu ziehen, dass unter den 17 mit Oberitalien gemeinsamen Arten 14 sind, die auch der Wiener zweiten Mediterranstufe angehören. Nach Abzug dieser würde sich also das Verhältniss von Ottnang zum oberitalienischen Schlier noch weit ungünstiger stellen.

Aehnlich liegen die Verhältnisse bei den Bivalven: 9 sind gemeinsam mit der zweiten Mediterranstufe, 11 eigenthümlich, 3 gemeinsam mit Oberitalien; im Ganzen also besitzt Ottnang unter seinen 65 bestimmten Arten 22 eigenthümliche, 20 mit Oberitalien gemeinsame, 36 mit der zweiten Mediterranstufe von Wien gemeinsame. Es mag ja sein, dass der Schlier von Ottnang gewissen oberitalienischen Ablagerungen der Facies noch näher steht als dem Badener Tegel; den faunistischen Resultaten von R. Hoernes ist aber gewiss nicht einmal das mit Sicherheit zu entnehmen, geschweige denn, dass es möglich wäre, aus ihnen auf ein höheres Alter des Schliers gegenüber dem Badener Tegel zu schliessen. Wo aber schliesslich der in der Einleitung mit so viel Sicherheit angekündigte Nachweis, dass Reuss mit seiner Parallelisirung des Wieliczkaer Salzthons gegenüber Suess im Unrechte sei, verbleibt, das erfährt der Leser nicht. Der Verfasser hat offenbar vergessen, darauf zurückzukommen! Oder sollten ihm die erreichten Resultate selbst nicht genügend erschienen sein, um seine Eingangs aufgestellte Behauptung zu stützen?

galiziens bereits der zweiten Mediterranstufe angehören und dass innerhalb dieser jüngeren mediterranen Bildungen Schichten (die Baranower und Kaiserswalder Schichten) liegen, welche sich faunistisch zunächst an den „Schlier“ anschliessen. Hilber glaubt sich demnach zum Schlusse berechtigt, dass der Schlier ausser (wahrscheinlich) der ersten Mediterranstufe sicher noch die untere, vielleicht auch die obere Abtheilung der zweiten Mediterranstufe vertreten müsse (Verhandl. 1881). Der Schlier würde daher wenigstens theilweise auch mit dem Badener Tegel zeitlich zusammenfallen. E. Tietze hat nun, an Hilber's Untersuchungen anknüpfend, die Frage aufgeworfen, ob dann der Unterschied zwischen der ersten und zweiten Mediterranstufe überhaupt aufrechtzuerhalten sei (Jahrbuch 1882, pag. 74). Hinsichtlich der Altersverschiedenheit des Tegels von Baden gegenüber dem Schlier von Ottnang nun hält Hoernes in der hier zu besprechenden Arbeit seine ältere Ansicht gegen Hilber mit Entschiedenheit aufrecht.

Er sagt wörtlich: „Ich komme später noch ausführlicher darauf zurück, dass die Uebereinstimmung des Tüfferer Mergels mit dem Ottnanger Schlier in petrographischer und faunistischer Hinsicht, sowie die Verschiedenheit zwischen den Faunen des Schliers und des Florianer Tegels (in Südsteiermark) trotz petrographischer Uebereinstimmung und allgemeiner Aehnlichkeit der Faunen, welche zwar in der Vergesellschaftung der Gattungen, nicht aber in jener der Arten übereinstimmen, für mich das wichtigste Argument ist, welches mich zwingt, an meiner Ansicht über die Stellung des Schliers festzuhalten.“ Hoernes geht nun auf Hilber's Arbeit ein und erwähnt zunächst, dass nach derselben die Baranower Schichten Ostgaliziens 19 (unter 25) eigenthümliche, die Kaiserswalder Schichten 9 (unter 15) eigenthümliche Arten, beide Schichten demnach nur sechs gemeinsame Arten haben. „Auf Grund des gemeinsamen Vorkommens von sechs, sage sechs Arten in den Baranower und Kaiserswalder Schichten soll die Unterscheidung der ersten und zweiten Mediterranstufe also ebenso (nach F. v. Hauer) über Bord geworfen werden, wie auf Grund der „Klarstellung der Tektonik der Südalpen“ die „geniale Hypothese“ von der einseitigen Aufstauung des Alpengebirges??“ ruft Hoernes hier aus. Er zweifelt dann, dass man die Baranower und Kaiserswalder Schichten überhaupt zusammenwerfen könne, da nur 18 Percent an Arten beiden Schichten gemeinsam sind, und thut hiebei einen äusserst bemerkenswerthen Ausspruch, der unten wörtlich angeführt werden soll. Aber selbst zugegeben, meint Hoernes weiter, dass die Baranower und Kaiserswalder Schichten zusammengehören, was folge daraus für das Alter des Schliers? Sei vielleicht der Schlier mit den Baranower Schichten identisch? In den Baranower Schichten kommt von charakteristischen Schlierpetrefacten nur *Pecten denudatus* vor. Hoernes selbst möchte es aber nicht wagen, auf Grund des Vorkommens dieser, wenn auch sehr bezeichnenden Form die Baranower Schichten als Schlier zu bezeichnen. Hilber selbst sei ja geneigt, den *P. denudatus* nicht mehr als Leitfossil für den Schlier anzusehen und Hoernes möchte ihm darin beistimmen, gibt also den *P. denudatus* ebenfalls auf. Er kommt zum Schlusse, dass aus den galizischen Verhältnissen gar keine Folgerungen auf die Verhältnisse im Wiener Becken gezogen werden können. Dagegen spricht nach ihm,

mehr noch als das die altbekannten Verhältnisse im Wiener Becken thun, für die Richtigkeit der Suess'schen Gliederung die Art und Weise der Entwicklung der mediterranen Miocänbildungen der Steiermark. Ehe er auf die Darlegung derselben eingeht, hält er es für zweckmässig, paläontologische Zonen zu unterscheiden. Die zweite Mediterranstufe entspricht zwei solchen Zonen, der unteren derselben fallen die Ablagerungen von Grund und Niederkreuzstetten, die Schichten mit *Pereiraea Gervaisi* in Krain, die Tegel von St. Florian, die Mergel von Pöls und die Sande von Gamlitz zu; Hoernes bezeichnet diese Schichten als ***Zone des Cerithium Duboisi und der Pereiraea Gervaisi.*** Die obere Abtheilung der zweiten Mediterranstufe dagegen wird von ihm als ***Zone des Pecten aduncus*** bezeichnet, da der *Pecten latissimus* als Leitfossil für die obere Mediterranstufe in neuester Zeit seinen Werth eingebüsst hat. Zu dieser Zonenbezeichnung, speciell zur Wahl der Leitfossilien, sei gleich hier bemerkt, dass diese letztere keine besonders glückliche zu sein scheint. Für die überwiegend marinen Schichten von Grund, St. Florian und Pöls dürfte denn doch die Wahl zweier ausgesprochen brackischer Leitformen, von denen die eine noch dazu zu den allergrössten Seltenheiten gehört, zum mindesten als Curiosum anzusehen sein, zu *Pecten aduncus,* der bezeichnend für die zweite Mediterranstufe sein soll, sei bemerkt, dass derselbe nicht nur von Grund, also aus der „Zone des *Cerithium Duboisi*", sondern auch von Meissau aus den Horner Schichten angeführt wird.

In der älteren Mediterranstufe würde man nach Hoernes mit Einbeziehung der Schichten von Molt vielleicht drei Zonen zu unterscheiden berechtigt sein. Die Schichten von Molt lässt Hoernes indessen vorläufig unberücksichtigt. Die höheren Ablagerungen der ersten Mediterranstufe aber gliedert er ebenfalls in zwei Zonen, deren untere als ***Zone des Cardium Kübecki,*** deren obere als ***Zone des Pecten Holgeri*** bezeichnet wird. Die erstere, jene des *Card. Kübecki,* scheint nach Hoernes in Südsteiermark gänzlich zu fehlen oder doch spärlich vertreten zu sein, ist mindestens bis jetzt nicht nachgewiesen. Zu *Pecten Holgeri* sei bemerkt, dass auch diese Wahl eines Leitfossils insoferne nicht ganz glücklich getroffen ist, als *Pecten Holgeri* nicht auf die erste Mediterranstufe beschränkt bleibt, sondern auch in der nächsthöheren Zone der Grunder Schichten vorkommt. Die Zone des *Pecten Holgeri* umfasst nach R. Hoernes die Schichten von Eggenburg und Gauderndorf, sowie den Schlier. Hiezu sei in Parenthese bemerkt, dass Hoernes im Jahre 1875 (Zeitschr. d. d. geol. Ges. pag. 631 ff.) die Schichten von Loibersdorf und Gauderndorf einen tieferen Horizont bilden liess gegenüber den Schichten von Eggenburg und dem Schlier. Die Schichten von Loibersdorf und Gauderndorf entsprachen damals den Schichten von Korod (Z. d. *Card. Kübecki*) und gleichzeitig den Schichten von Tüffer. Ich erwähne dies nur, weil hier die Schichten von Tüffer in Betracht gezogen wurden. Nach den heutigen Anschauungen von Hoernes sind indessen die Schichten von Tüffer keineswegs der Zone des *Card. Kübecki* gleichzusetzen, sondern scheinen in ihrer Totalität der Zone des *P. Holgeri* zu entsprechen. Nun, so kleine Meinungsänderungen können ja im Laufe der Zeit eintreten, und es soll darauf in diesem Falle umsoweniger Gewicht gelegt werden, als ja auch Fuchs seinerzeit (Jahrb.



1868, pag. 584) die Gleichzeitigkeit der Eggenburger und Gauderndorfer Schichten nachwies und noch im Jahre 1877 (Führer zu den Excurs. d. d. geol. Ges.) nicht nur die Gleichzeitigkeit dieser, sondern aller Horner Ablagerungen mit Einschluss jener von Molt auf das Bestimmteste vertrat. Seither hat allerdings auch Fuchs seine Ansichten insoferne geändert, als er im Gegensatze zu seiner früheren Meinung, nach welcher er die Schichten von Molt und Loibersdorf (l. c. pag. 51) trotz des Vorkommens einiger Oligocänarten mit den übrigen Ablagerungen von Horn für gleichalterig erklärte, gegenwärtig (Denkschr. kais. Ak. XLI., pag. 101) es für äusserst wahrscheinlich erachtet, eben dieses Vorkommens einzelner oligocäner Typen wegen, dass die Schichten von Molt und Loibersdorf eine eigene ältere Stufe repräsentiren. Das ist gewiss ein Umstand, der eventuell zu Gunsten der auch von Hoernes gegenwärtig vertretenen Ansichten angeführt werden könnte. Doch kehren wir zu der Arbeit von Hoernes über das südsteirische Tertiär zurück.

Hoernes gibt zu, dass Hilber im Rechte sei, wenn er behauptet, dass die stratigraphischen Verhältnisse im ausseralpinen Wiener Becken einen bestimmten Schluss, ob der Schlier zur ersten oder zweiten Mediterranstufe gehört, nicht gestatten. Aber die geographische Verbreitung des Schliers spricht ja nach Hoernes entschieden für die Angehörigkeit zur ersten Stufe. Suess habe ja bekanntlich nachgewiesen, dass im Wiener Becken die erste Mediterranstufe gänzlich auf den ausseralpinen Theil beschränkt sei, während die Bildungen der zweiten Mediterranstufe, und zwar schon die Grunder Schichten im inneralpinen Theile des Wiener Beckens auftreten. Warum also, fragt Hoernes, fehlt demnach der Schlier diesem inneralpinen Theile? Und er beantwortet seine Frage dahin, dass der Schlier wohl deshalb hier fehle, weil er der ersten Mediterranstufe angehört und daher bereits abgelagert war, als durch einen grossen tektonischen Vorgang der inneralpine Theil des Wiener Beckens gebildet ward. Leider ist Hoernes bei dieser Deduction der wichtige Umstand entgangen, dass Suess selbst (Sitzungsber. 1866, pag. 127) sagt: „Der Saum der Alpen begrenzt die Verbreitung des Schliers nicht, denn er tritt jenseits und innerhalb desselben, z. B. an der Weide von Grossrussbach auf", und pag. 135: „Der Schlier greift auch hier (bei Ameis), wie an südlicheren Stellen über die Streichungslinie des Saumes des Hochgebirges in die alpine Niederung ein." Man vergleiche hier übrigens auch die Angaben von Fuchs über das Tertiär von Hainburg (Jahrb. 1868, pag. 276 ff.).

Das von Hoernes gegen Hilber angeführte geographische Moment ist also für die Hoernes'sche Beweisführung völlig werthlos. Im Anschlusse hieran führt Hoernes weiter aus, dass jene Schichten, welche der ersten Mediterranstufe angehören und welche kurz als „Schichten von Tüffer" bezeichnet werden können, auf die gefalteten Theile der Südalpen beschränkt seien, in welchen sie an den grossen Störungen theilnahmen. Schon vor ihrer Bildung seien die Alpen wenigstens theilweise aufgestaut worden, in Binnenbecken seien zunächst die aquitanischen Bildungen zum Absatze gelangt, diese wären

(vielleicht während der Bildungsdauer der Zone des *Cardium Kübecki*) theilweise wieder erodirt und zerstört worden, ehe die Schichten von Tüffer zum Absatze gelangten. Nach Bildung dieser Schichten, welche der Zone des *Pecten Holgeri* entsprechen, wären neuerdings grosse Verschiebungen und Störungen eingetreten, in Folge deren die breiten Thalmulden auf geringere Dimensionen reducirt und ihre Südflügel theilweise auf die Nordflügel hinaufgeschoben worden wären, sowie anderweitige ausserordentliche Störungen stattgefunden hätten. Diese Bildungen der Zone des *Pecten Holgeri* seien auf das gestörte Gebirge beschränkt, sie fänden sich nicht in der Grazer Bucht und auch nicht in der Save-Niederung, in welcher, von Kroatien her die Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe ziemlich weit, aber stets im Grunde des Thales und in ungestörter Lagerung bis Steiermark hereinreichen. **Durch diese Verschiedenheit im Auftreten lässt sich eine Unterscheidung der beiden Mediterranstufen in Steiermark durchführen.**

Bleiben wir vorläufig einmal bei diesem Punkte stehen und constatiren wir, dass die Unterscheidung der ersten und zweiten Mediterranstufe in Südsteiermark nur, wie es scheint, durch die Lagerungsverhältnisse möglich gemacht werden soll. Das bedeutet ein Zurückgehen auf die Zeit vor Zollikofer, welcher ja bereits in sehr präciser Weise ausgesprochen hat, dass er bei ganz entschiedenen Neogenschichten sehr steile Aufrichtungen beobachtet habe. Und für Zollikofer, der denn doch das Gebiet von Tüffer recht genau kennen gelernt hatte, war nahezu der ganze Complex oberes Wiener Miocän und nur die Braunkohlenbildungen an dessen Basis glaubte er als „Horner Schichten" erklären zu können. (Auf diese Angaben Zollikofer's bezieht sich auch Suess.) Man kann übrigens zugeben, dass Zollikofer, als älterer Autor, in dieser Frage keine entscheidende Stimme hat und besser aus dem Spiele zu lassen ist. Dann möchte man aber vom Standpunkte der vollsten Objectivität aus denn doch wünschen, dass die mit so vieler Bestimmtheit vorgebrachten Behauptungen von Hoernes über das Nichtauftreten der älteren Mediterranschichten in der Save-Niederung und über das Hineinreichen der jüngeren Mediterranschichten aus Kroatien in die Tüfferer Bucht bezüglich geographischer Angaben nicht gar so vage gehalten wären.

Insbesondere wären Angaben darüber dringend nothwendig, wo, in welcher Weise und mit welcher Abgrenzung denn die aus der Save-Niederung in die Tüfferer Bucht hineinreichenden jüngeren mit den aus der Tüfferer Bucht in die Save-Niederung nicht hinausreichenden älteren Mediterranschichten zusammenstossen. So lange Hoernes hierüber keine Nachrichten erbracht hat, wird man seinen theoretischen Ansichten nur einen sehr bescheidenen Werth beizumessen in der Lage sein. Auch scheint er gegenwärtig darauf vergessen zu haben, dass er selbst seinerzeit Ablagerungen der ersten Mediterranstufe weit draussen am Rande des kroatischen Gebirges nachweisen zu können geglaubt hat und dass Hilber andererseits Schichten der jüngeren Mediterranstufe und sogar sarmatische Schichten tief im Inneren des Gebirges bei Stein in Krain nachwies. Und dann, was die Aufrichtung der älteren

Mediterranstufe anbelangt, so muss man wohl fragen, was denn Hoernes gegenwärtig von dem Leithakalke von Radoboj hält, welchen schon Morlot als steil aufgerichtet angibt? Mit einem Worte, es fehlt bei Hoernes vollständig der Nachweis dafür, dass nur die älteren Mediterranablagerungen in Südsteiermark aufgerichtet, die jüngeren dagegen nie aufgerichtet sind, und mit blossen Behauptungen ist in diesem Falle gar nichts gethan. Wenn Hoernes nun sogar weitere Schlüsse zieht und aus dieser angenommenen, aber ganz und gar nicht bewiesenen Verschiedenheit im Auftreten folgern will, dass sich gerade aus dieser Verschiedenheit eine Unterscheidung und Trennung der beiden Mediterranstufen in Steiermark ergebe, so wird man ihm auf diesem Wege nicht folgen können und seiner Behauptung die Bemerkung entgegenstellen müssen, dass sich aus einer unerwiesenen Annahme weder die Unterscheidung der beiden Mediterranstufen, noch sonst etwas deduciren lasse, diese Unterscheidung für Südsteiermark demnach auf Grundlage seiner bisherigen Angaben als durchaus nicht erwiesen zu betrachten sei.

Folgen wir nun dem Verfasser beim Eingehen in den speciellen Theil, so tritt uns zunächst das Capitel über die Sotzkaschichten entgegen. In diesem ist Hoernes geneigt, nicht die absolute Gleichzeitigkeit der lacustren und der brackischen Sotzkaschichten anzunehmen, wie Stur bekanntlich will. Denn, wo nach Hoernes die beiden Facies gleichen Ortes auftreten (Buchberg, Trobenthal und Cilli), da bilden stets die brackischen Schichten das hangendere Glied. Die brackischen Schichten möchte Hoernes „Schichten von Hörberg“ nennen und er glaubt, dass dort, wo sie über den Süsswasserschichten fehlen (Zug Tüffer-Sagor), sie entweder durch eine spätere Erosion weggeschafft wurden oder selbst durch eine Erosionsperiode vertreten werden. Denn bei Betrachtung der Lagerung der Trifailer Kohle in den Tagbauen, ihrer Hangendbildungen und der darauf folgenden Ablagerungen der „ersten Mediterranstufe“ gewinne man unwillkürlich (!!!) die Ueberzeugung, dass zwischen dem Schlusse der aquitanischen Süsswasserbildung und dem Beginne der mediterranen Meeresablagerung eine Epoche der Zerstörung, der Erosion liegen müsse, deren Spuren die Sotzkaschichten unzweideutig aufweisen. Ob diese Erosionsperiode schon zur Zeit der Ablagerung der Schichten von Hörberg (*Cerithium margaritaceum* und *Cerithium plicatum*) begann oder ob sie, wie Hoernes vermuthet, auch noch jenen Zeitraum umfasst, welcher der unteren Abtheilung der ersten Mediterranstufe (Zone des *Cardium Kübecki*) entspricht, müssen genauere Untersuchungen erst noch lehren. Hinsichtlich der Schichten von Hörberg glaubt Hoernes, dass sie das genaueste Aequivalent der Schichten von Molt seien und gleich diesen als oberstes Oberoligocän betrachtet werden müssen.

Zu vorstehendem Auszuge des von Hoernes über die Sotzkaschichten des Tüffer-Sagorer Zuges Vorgebrachten wäre zunächst zu bemerken, dass der Autor unterlassen hat, präcis anzugeben, ob er zu Buchberg, Cilli und Trobenthal die Ueberlagerung der lacustren Sotzka-

hangendschichten durch die Schichten von Hörberg selbst und mit voller Sicherheit zu beobachten in der Lage war? Denn wie vorsichtig man von Hoernes aufgestellte Behauptungen aufzunehmen habe, ergibt sich gleich aus dem nächstanschliessenden, oben citirten Passus, welcher von den Erosionen der Sotzkaschichten handelt. Ausser der darin enthaltenen, sehr schätzbaren thatsächlichen Bereicherung unserer Kenntnisse ist dieser Passus noch von besonderem Werthe deshalb, weil er ganz neue und ungeahnte Aussichten auf bisher in der naturwissenschaftlichen Forschung nicht dagewesene oder wenigstens unbenützt gebliebene Quellen der Erkenntniss öffnet. Es lässt sich nämlich nachweisen, dass Hoernes im Jahre 1879, wie aus einer im Jahrbuche des steierischen Gebirgsvereines VII, pag. 3—31 von ihm publicirten Mittheilung über die Tertiärbildungen Steiermarks mit aller Evidenz hervorgeht [1]), von jener Erosion der Trifailer Hangendschichten nichts wusste und daher dieselbe höchstwahrscheinlich auch bei seinen Begehungen der Tüfferer Gegend nicht beobachtet hat; da derselbe nun meines Wissens seither diese Gegend nicht mehr besucht hat, so bleibt es völlig räthselhaft, woher ihm die „unwillkürliche" Erkenntniss jener Erosion und Lücke in der Zwischenzeit, während welcher ich zufällig durch meine Aufnahmen ebenfalls zu derselben Erkenntniss gelangt zu sein glaubte, gekommen sein mag.

Die Zone des *Cardium Kübecki* (unterer Theil der ersten Mediterranstufe) ist nach Hoernes in Südsteiermark mit Sicherheit nicht nachgewiesen, fehlt wohl auch oft wirklich, besonders im Tüffer-Sagorer Zuge. Sie ist westlicher, um Sagor, Trifail u. s. f. gewiss nicht, bei Tüffer selbst aber möglicherweise in den dortigen Grünsanden, die grösstentheils bereits der nächsthöheren Zone angehören, wenn auch nur in beschränkter Weise, vertreten. An die ältesten tertiären Eruptivgesteine Stur's glaubt Hoernes nicht; diese Gesteine sind nach ihm wahrscheinlich alle jünger als die Sotzkaschichten.

Die Zone des *Pecten Holgeri* (oberer Theil der ersten Mediterranstufe) besteht nach Hoernes aus einer Reihe von verschiedenen Faciesgebilden, deren Verknüpfung zu einem stratigraphischen Ganzen, dem Complexe der Schichten von Tüffer, vollständig klar ist. Es sind:

a) Strandconglomerate mit Ostreen, Pectines, Echinodermen, Bryozoën und Terebrateln. Sie sind besonders im Steinbruche unter der Pestsäule bei Tüffer aufgeschlossen, die Pectines glaubt Hoernes theilweise auf *Pecten Holgeri* zurückführen zu können.

---

[1]) Pag. 24 daselbst wird besonders betont, dass Fuchs Unrecht habe, wenn, er sagt, dass die zweite Mediterranstufe immer concordant auf der ersten lieget während die letztere sich gegen die Sotzkaschichten und Pectunculussandsteine meisr vollkommen discordant verhalte. Das sei für Steiermark nicht richtig, denn hien hätten die Ablagerungen der ersten Mediterranstufe an der Aufrichtung der Alpe geradeso wie die aquitanische Stufe theilgenommen, als deren Decke sie südlich vom Bacher gewöhnlich auftreten. Sie seien somit tektonisch aufs engste mit den aquitanischen Schichten verknüpft, während die zweite Mediterranstufe an der Hauptfaltung nicht mehr theilgenommen habe und auf die grossen Thalweitungen beschränkt bleibe. Von einer Erosion und Lücke zwischen Sotzkaschichten und erster Mediterranstufe erwähnt Hoernes hier nicht ein Wort.

b) Celleporen- und Lithothamnienkalk. Wurde von Stur als „Leithakalk" bezeichnet und als Hangendes der Schichten von Tüffer angeführt. An mehreren Stellen ist indessen seine Verknüpfung mit den Tüfferer Schichten so unzweifelhaft, dass beide nicht zu trennen sind. So nahe südlich der Tüfferer Eisenbahnbrücke, am rechten Ufer zwischen Fluss und Strasse (auch von Stur pag. 568 angeführt und schon Zollikofer bekannt); die von Stur mitgetheilte Fossilliste von dieser Stelle bedarf nach Hoernes wohl der Berichtigung. Hinsichtlich der von Stur von da angeführten *Cardita Jouanneti?* kann Hoernes sicher behaupten, dass dieselbe nicht diese Art, sondern *Cardita Zelebori* oder eine nahe verwandte Form (!) sei. Etwas weiter südlich, sagt Hoernes weiter, bemerkt man den vollständigen Uebergang der Celleporen- und Lithothamniengesteine in jene Sandgebilde, welche weiterhin als Grünsand von Tüffer angeführt werden sollen. Bei Bresno ist Celleporen- und Lithothamnienkalk wohl entwickelt und zwar in Folge einer grossen Verschiebung des Südflügels der Mulde, welcher auf den Nordflügel hinaufgeschoben worden ist (!) in einer Wiederholung, da der „liegende" Korallenkalk um die Höhe jener Verschiebung in das Liegende der Kohle gelangt ist. Ueberhaupt sind nach Hoernes die grossen Störungen jenes Gebietes einer grossen Seitenbewegung, deren Schub von Süden herkam, beizumessen. Nun, es wird sich noch Gelegenheit finden, auf diese Verhältnisse und die Hoernesschen Ansichten davon zurückzukommen. Hier sei nur bemerkt, dass, was Selbstständigkeit der Auffassung und vorzügliches Geschick in der Herbeiziehung der universellsten und erprobtesten Erklärungsgründe für specielle Fälle anbelangt, von Hoernes hier Herrn Professor Lepsius mit seiner famosen Anwendung des „horizontalen Schubs von Süden her" auf die Tektonik des südwestlichen Tirol die Palme streitig gemacht wird. Hoernes hätte sich übrigens selbst übertreffen können, wenn er die Dislocationen bei Gouze-Bresno direct durch die Contraction des Erdinnern erklärt hätte.

Noch sei erwähnt, dass Hoernes die vollständigen Gesteinsübergänge zwischen festen Celleporen- und Lithothamnienkalken einerseits und dem Tüfferer Mergel andererseits als sehr wichtig hervorhebt und auch den Umstand betont, dass nach der anderen Richtung hin der Kalk durch Aufnahme von Geröllen in den Grünsand von Tüffer übergehe.

c) Grünsand von Tüffer. Er ist, wie schon hervorgehoben wurde, mit dem Lithothamnienkalke enge verknüpft und geht in denselben über. Die Listen, welche Stur für dieses Glied anführt, bedürfen nach Hoernes ebenfalls theilweise der Berichtigung. So nennt Stur stets *Ostrea digitalina* und *Pecten latissimus*, während die betreffenden Stücke nach Hoernes auf *Ostrea fimbriata* und *Pecten Holgeri* zurückgeführt werden müssen. Weiter sagt Hoernes: „Es ist auch die Frage, ob die von Stur angeführten Arten *Cerithium pictum* und *Cerithium rubiginosum* nicht aus sarmatischen Schichten stammen, deren Vorhandensein nach dem, was wir sonst über das Transgrediren der sarmatischen Stufe wissen, auch in der Gegend von Tüffer nichts ausser-

ordentlich Befremdendes hätte." Da, wie männiglich bekannt, die beiden Cerithien als durchaus nicht bezeichnend für sarmatische Schichten gelten, dieselben von Stur mit Ausnahme eines einzigen Falles aus der Tüfferer Gegend als mit sicher marinen Arten vergesellschaftet angeführt werden, man überdies über jene von Hoernes angerufene Transgression der sarmatischen Schichten eigentlich recht wenig weiss, so bleibt diese etwas unvermittelt dastehende Aeusserung von Hoernes über die Möglichkeit des Auftretens sarmatischer Schichten bis zu einem gewissen Grade räthselhaft, ausser wenn man sie auf Rechnung eines dem Autor neben seiner oben erwähnten Perceptionsfähigkeit für „unwillkürliche" Erkenntnisse innewohnenden prophetischen Blickes setzen will. Störend wirkt hier nur, wenn man weiss, dass Hilber bereits im Jahrbuche der geologischen Reichsanstalt 1881 das Auftreten sarmatischer Schichten bei Stein in Krain nachwies und dabei pag. 478 gelegentlich erwähnte, dass ja auch in demselben Jahre von mir sarmatische Schichten im Tüffer-Sagorer Zuge aufgefunden worden seien.

d) Mergel von Tüffer (Schlier).

Aus diesen Schichten sind bis jetzt folgende Petrefacten bekannt geworden:

Arten	
Natica helicina Brocc.,	nach Stur's „Geologie der Steiermark" südöstlich bei Tüffer gefunden.
Lucina borealis L.,	
Solenomya Doderleini Mayer,	
Nucula Zollikoferi Rolle,	
Leda fragilis Chemn.,	
Anatina Fuchsi R. Hoern.,	von R. Hoernes an derselben Localität gesammelt.
Lucina ottnangensis R. Hoern.,	
Leda pellucidaeformis R. Hoern.,	
Leda clavata Calc.,	
Brissopsis spec.,	
Schizaster spec. (*Sch. Laubei R. Hoern.?*),	
Flabellum aff. Royssianum,	
Buccinum costulatum Brocc.,	nach Stur's „Geologie der Steiermark" südlich und westlich bei Tüffer.
Corbula gibba Olivi,	
Buccinum incrassatum Müll.,	
Cytherea spec.,	nach Fuchs aus dem Wartimberg-schachte bei Bresno (vergl. oben).
Lucina globulosa Desh.,	
Cardita Jouanneti cfr.,	
Cardium nov. spec.,	
Pectunculus spec.,	
Perna Soldani Desh.,	
(*Solenomya Doderleini Mayer*),	
? Pecten nov. spec.,	
Ostrea spec.,	
Turbo rugosus L.,	

Dazu bemerkt Hoernes: „Die beiden als *Turbo rugosus* und *Cardita Jouanneti* angeführten Formen sind keineswegs wirklich auf diese für die jüngeren Bildungen charakteristischen Arten zurückzuführen. Die *Cardita* bezeichnet Fuchs selbst nur als *cfr. Jouanneti*, und be-

züglich des angeblichen *Turbo rugosus* glaube ich, dass ihm Reste einer grossen *Xenophora*-Art zu Grunde liegen, die mir vom gleichen Fundorte bekannt geworden sind.“ Da nun Fuchs nicht erwähnt, dass ihm von *Turbo rugosus* Fragmente vorgelegen hätten, sondern die Art als sicher bestimmt angibt, darf man wohl gespannt sein, was er zu dieser eigenthümlichen Rectificirung durch Hoernes sagen wird. Die grossen Formen von Bresno deuten nach Hoernes auf die thatsächlich vorhandene enge Verknüpfung des Tüfferer Mergels mit dem Nulliporenkalke von Bresno. Der nachstehende Passus ist vollinhaltlich wiedergegeben:

„Aus dem Voranstehenden (nämlich aus den Verhältnissen bei Bresno) geht hervor, dass in der Gegend von Tüffer der Tüfferer Mergel, welcher petrographisch und paläontologisch dem Schlier vollkommen entspricht, auf das Innigste mit dem Celleporen- und Lithothamnienkalke von Tüffer verknüpft ist, der seinerseits wieder, wie oben erörtert wurde, paläontologisch und stratigraphisch mit den Grünsanden von Tüffer zusammenhängt, so zwar, dass diese Ablagerungen insgesammt als Faciesgebilde eines und desselben Horizontes betrachtet werden dürfen, welcher dem oberen Theile der ersten Mediterranstufe entspricht. Diese Thatsache hat nicht allein für die Kenntniss der miocänen Meeresbildungen der Steiermark Bedeutung, insoferne sie die von Stur zusammengeworfenen Schichten von Tüffer und St. Florian als altersverschiedene Bildungen erkennen lässt, von welchen die ersteren der ersten, die letzteren der zweiten Mediterranstufe angehören; sie lässt auch einen Rückschluss auf die chronologischen und Faciesverhältnisse der ersten Mediterranstufe der ausseralpinen Niederung bei Wien zu. Denn wenn bei Tüffer dem Schlier vollständig entsprechende Ablagerungen mit Grünsanden und Lithothamnien- und Celleporenkalken auf das Innigste verknüpft sind, welche die Fauna derjenigen Ablagerungen enthalten, die im oberen Horizonte der ersten Mediterranstufe des ausseralpinen Theiles des Wiener Beckens die entsprechenden Faciesgebilde darstellen (Schichten von Eggenburg und Gauderndorf), so ist es doch im höchsten Grade wahrscheinlich, dass auch im ausseralpinen Becken der Schlier ein gleichzeitiges und nur in der Facies verschiedenes Gebilde dieses Horizontes darstellt.“ Gegen die in diesem Passus vorgebrachten Thatsachen und Folgerungen liesse sich gewiss nicht viel einwenden, wenn von Hoernes thatsächlich der Beweis erbracht worden wäre, dass der Tüfferer Mergel, welcher nach ihm petrographisch und paläontologisch dem Schlier vollkommen entspricht, auch wirklich seinem geologischen Niveau nach „Schlier“ sei und dass die mit diesem Tüfferer Mergel aufs Innigste verknüpften Grünsande und Nulliporenkalke, welche die Fauna der Gauderndorfer und Eggenburger Schichten enthalten sollen, thatsächlich ihrer stratigraphischen Stellung nach mit diesen Schichten zusammenfallen. Aber auch diesen Beweis, welcher aus der Fauna und petrographischen Beschaffenheit der betreffenden Schichten zu entnehmen gewesen wäre, hat Hoernes ebenso wenig erbracht, wie jenen ersten, aus der Aufrichtung der Schichten entnommenen, und was er hier wie dort als einen solchen Beweis anzusehen geneigt zu sein scheint, ist nichts als eine unerwiesene Behauptung seinerseits, welcher man je

nach persönlichem Gutdünken mehr oder weniger oder gar kein Gewicht beilegen kann. Es scheint, als ob Hoernes die von ihm mitgetheilte Zusammenstellung der Fossilfunde als hinreichend ansehen würde, um seine Behauptung zu einem Beweise zu erhöhen. Darin irrt er aber ganz entschieden. Sehen wir doch jene Fossilliste etwas näher an. Die dem Tüfferer Mergel und dem Schlier von Ottnang gemeinsamen Arten sind durch den Druck hervorgehoben worden. Es sind deren sieben und sie sollen hier auf ihre Bedeutung durchaus keiner näheren Prüfung unterzogen, sondern als vollwichtig angenommen werden. Die Gesammtfauna des Tüfferer Mergels an Conchylien umfasst bisher 21 Arten, jene des Schliers von Ottnang 73 Arten, die Anzahl der gemeinsamen Arten beträgt also 8 Percent. Wie sagt doch Hoernes auf pag. 12 in Beziehung auf Hilber's „ziemlich sanguinische Auffassung" betreffs der Baranower und Kaiserswalder Schichten? „Wenn eine Methode, nach welcher 18 Percent an gemeinsamen Formen gegenüber 72 Percent an verschiedenen Typen hinreichen, um die betreffenden Schichten einem geologischen Niveau zurechnen zu können, sich in der paläontologisch-geologischen Forschung einbürgern würde, dann würde höchst wahrscheinlich die derzeitige Gliederung der Formationen und Etagen eine grosse Veränderung erfahren müssen, ob zu ihrem Vortheile, das möge dahingestellt bleiben." Nun, diese Methode hat sich leider hie und da bereits eingebürgert, wie Beispiele beweisen, und es lässt sich auch heute schon bestimmt behaupten, dass die betreffenden Zweige paläontologisch-geologischer Forschung keinen Vortheil davon gehabt haben, im Gegentheile, dass durch die allzu häufige Anwendung jener von Hoernes mit so vollem Rechte perhorrescirten Methode in denselben ein Grad von Unsicherheit herrscht, der kaum mehr einer Steigerung fähig ist.

Ich befinde mich übrigens hier in einer ähnlichen Lage, wie Hoernes gegenüber der von Hilber vorgenommenen Gleichstellung der Baranower und Kaiserswalder Schichten. Ich möchte nämlich ebenfalls nicht missverstanden werden, da mir nichts ferner liegt, als zu behaupten, man werde nie dahin kommen, die Tüfferer Mergel mit dem Schlier Oesterreichs parallelisiren zu können. Es liegt das keineswegs ausser den Grenzen der Möglichkeit, nur ist es gegenwärtig noch nicht als erwiesene Thatsache anzusehen, und es ist nur einem Uebersehen seitens Hoernes' zuzuschreiben, wenn er glaubte, es vielleicht durch den Vergleich der beiden Faunen, soweit sie bis jetzt bekannt sind, bewiesen zu haben. Aber zugegeben, dass bereits erwiesen worden wäre, die Tüfferer Mergel entprächen dem Schlier, was liesse sich daraus folgern? Etwa dass die Tüfferer Mergel, weil sie in das Niveau des Schliers fallen, der ersten Mediterranstufe angehören? Gegen einen solchen Zirkel im Beweise müsste man sich von vornherein verwahren, da ja Hoernes selbst erst durch den Umstand, dass die Tüfferer Mergel die Fauna des Schliers besitzen und mit Schichten, die nach ihm die Fauna von Gauderndorf und Eggenburg führen, innig verbunden sind, wahrscheinlich zu machen sucht, der Schlier des ausseralpinen Wiener Beckens gehöre der ersten Mediterranstufe an. Hoernes hätte also im besten Falle bewiesen, dass der Schlier ein Aquivalent der Tüfferer Mergel sei. Welchem Niveau fallen aber die Tüfferer Mergel zu? Der älteren

Mediterranstufe, würde Hoernes sagen, weil sie mit Schichten, welche die Fauna von Gauderndorf und Eggenburg führen, innig verknüpft sind und einem Complex von Ablagerungen angehören, welcher noch an den Hauptfaltungen der Alpen theilgenommen hat, während die jüngeren Mediterranbildungen dies nicht mehr gethan haben. Dazu ist zu bemerken, dass das einzige Fossil der Fauna von Gauderndorf, welches man bisher aus den Grünsanden von Tüffer kennt, *Pecten Holgeri* ist, welcher gar nichts beweist, da er auch in Grunder Schichten auftritt und dass, wie schon oben hervorgehoben wurde, von Hoernes weder nachgewiesen werden konnte, dass nur die Schichten der ersten Mediterranstufe, noch, dass die Schichten der zweiten Mediterranstufe nie aufgerichtet worden seien. Beide Argumente zerfallen also in Nichts und wenn die Tüfferer Mergel und der Schlier thatsächlich äquivalente Bildungen sind, so gehören sie doch einem Niveau an, dessen Horizontirung und Parallelisirung mit anderen miocänen Ablagerungen auch nach der Hoernes'schen Arbeit erst noch zu versuchen ist.

Die jüngere Mediterranstufe mit ihren beiden Zonen fehlt nach Hoernes dem gefalteten Gebirge Südsteiermarks, also auch der Tüfferer Bucht vollständig, das von Hoernes darüber Vorgebrachte kann uns daher auch nicht weiter interessiren.

Bleiben wir bei dem, was Hoernes für die uns zunächst interessirende Tüfferer Bucht nachweisen wollte, so besteht das Wesentliche darin, dass er behauptet, das gesammte Tertiär derselben mit Ausnahme der tiefsten braunkohlenführenden Abtheilung (der Sotzkaschichten) falle durchaus der ersten Mediterranstufe zu und zwar wahrscheinlich, zum mindesten seiner Hauptmasse nach, wieder nur einer, der oberen Abtheilung derselben, seiner Zone des *P. Holgeri*, die sogenannte jüngere Mediterranstufe dagegen sei bei Tüffer und westlich davon innerhalb des aufgerichteten Gebirges nicht vertreten. Dass er den Beweis für diese Behauptungen indessen in seiner Arbeit nicht zu erbringen im Stande war, dürfte aus voranstehenden Auseinandersetzungen wohl hervorgegangen sein. Wir stehen also bezüglich unserer Kenntniss der Aequivalente des Tertiärs der Tüfferer Bucht genau auf dem Punkte, auf welchem wir uns vor dem Erscheinen der Hoernes'schen Arbeit befanden. Ob die Hoernes'sche Zoneneintheilung haltbar sein wird, das steht noch dahin. Th. Fuchs stimmt dieser Zoneneintheilung zu und bemerkt, dieselbe scheine ihm allerdings dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss der österreichisch-ungarischen Neogenbildungen vollkommen zu entsprechen. (Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. 1883, II. Bd., 3. Heft, pag. 382.)

Im Jahrbuche 1883 pag. 131 habe ich auf das Vorkommen sarmatischer Ablagerungen in der Muldenmitte des Tertiärzuges von Tüffer-Sagor hingewiesen, welche Ablagerungen dem bereits von Zollikofer kartographisch ausgeschiedenen jüngsten Tertiärgebilden, die nach ihm mit den obersten Wiener Miocänschichten correspondiren, entsprechen. Da indessen, wie oben gezeigt wurde, Stur vom Auftreten sarmatischer Schichten bei Tüffer nichts erwähnt, ihr Auftreten im Gegentheile ihm unbekannt geblieben war, sowie deshalb weil diese sarmatischen Schichten sich ganz unmerklich aus den vorhergehenden marinen Schichten zu

entwickeln scheinen, ohne dass man im Stande wäre, eine scharfe Grenze zu ziehen, so musste ich mich fragen, ob man es denn hier wirklich mit unbezweifelbaren sarmatischen Ablagerungen zu thun habe und ob es denn überhaupt vollkommen verlässliche Anhaltspunkte gebe, welche ermöglichen, eine bestimmte Ablagerung mit Sicherheit als sarmatische bezeichnen zu können? Solche Anhaltspunkte glaubte man eine Zeitlang in der Fauna zu besitzen, welche von Suess und Fuchs als eine zur Zeit des Beginns der sarmatischen Stufe durch neu eröffnete Communicationen aus fernen Meeren eingewanderte dargestellt wurde. Bei Durchsicht unserer neueren Tertiärliteratur indessen ergab sich das unerwartete Resultat, dass die grosse Mehrzahl der als bezeichnend und ausschliesslich sarmatisch geltenden Arten der österreichischen sarmatischen Ablagerungen (von 27 nicht weniger als 19, darunter mit Ausnahme von 4 bis 5 Trochusarten gerade die wichtigsten) bereits aus den vorangegangenen marinen Bildungen angegeben und citirt werden. Aus dieser Thatsache glaubte ich unter dem ausdrücklichen Vorbehalte, dass diese Literaturcitate richtigen und verlässlichen Bestimmungen entsprechen, woran zu zweifeln nicht der mindeste Grund vorlag und auch heute nicht vorliegt, die Folgerung ableiten zu dürfen, dass man die sarmatische Fauna als einen Ueberrest der vorangegangenen Marinfauna betrachten müsse und dass sich folgerichtig der weitere Schluss ergebe, dass die Fauna niemals allein entscheiden könne, ob man es in einem bestimmten Falle mit wirklich sarmatischen Schichten zu thun habe, sondern dass erst die Rücksichtnahme auf die Lagerungsverhältnisse zu einer endgiltigen Entscheidung in jedem Falle führen könne. Diesen, wie mir auch heute noch scheint, vollkommen logischen Folgerungen ist Th. Fuchs in einem Referate im Neuen Jahrbuche für Mineralogie 1883, II. Bd. pag. 391 entgegengetreten, was eine Erwiderung meinerseits im Jahrb. d. geolog. Reichsanst. 1884, pag. 137 zur Folge gehabt hat, auf welche hier nur hingewiesen sei. Gleichzeitig habe ich eine Anzahl anderer Literaturangaben zusammengestellt und veröffentlicht, welche auf die Beziehungen der Faunen der beiden Mediterranstufen zu einander einiges Licht werfen sollen und welche, da es sich, wie aus der vorangehenden Literaturübersicht hervorgeht, auch im Tüfferer Zuge um die Frage handelt, wie viel des dort auftretenden Miocäns der einen oder der anderen dieser beiden Stufen zufällt, als auch hier einschlägig bezeichnet werden können.

Schliesslich muss noch auf die soeben erscheinende Bearbeitung der Anthracotherienreste aus der Braunkohle der Sotzkaschichten der Tüfferer Bucht durch F. Teller hingewiesen werden. Das daselbst auftretende Anthracotherium wird nach grösstentheils aus der Braunkohle vom Tagbaue I zu Trifail stammenden Resten von F. Teller von den zahlreichen anderen Vorkommnissen, die man gewöhnlich unter dem Sammelnamen *A. magnum Cuv.* zusammenzufassen pflegt, abgetrennt und als *Anthr. illyricum* beschrieben, da diese Trifailer Reste mit den ursprünglich als *Anthr. magnum* bezeichneten Vorkommnissen von Cadibona bei Genua nicht übereinstimmen.

Stratigraphischer Theil.

Da es sich in erster Linie um die Untersuchung des Tertiärgebietes handelte, so konnte dem Grundgebirge eine nur geringe Zeit zugewendet werden. Wie schon aus den älteren Aufnahmsarbeiten hervorgeht, sind selbst die tertiären Ablagerungen dieser Gegenden in weitgehendster Weise bereits in die gestörte Lagerung miteinbezogen worden, es war daher von vornherein zu erwarten, dass die Lagerungsverhältnisse des Grundgebirges umso verwickeltere sein würden. Das ist auch thatsächlich der Fall und es zeigte sich eben deshalb bald, dass eine vollkommen richtige Deutung aller hier auftretenden stratigraphischen Niveaus und eine Entwirrung ihrer gegenseitigen Lagerung offenbar erst durch eine zusammenhängende Aufnahme weitaus grösserer Complexe der im Grundgebirge vertretenen Schichtgruppen zu erreichen sein würde. Immerhin wurden einige Einzelheiten, die zum Theile für die schärfere Horizontirung der triassischen Ablagerungen brauchbar sein werden, aufgefunden.

I. Das Grundgebirge.

Ein schmaler Streifen desselben, welcher beiderseits (im Süden und im Norden) die Tertiärmulde einfasst, besteht aus jungpaläozoischen und triassischen Schichten. Die ersteren fallen dem Complexe der sogenannten Gailthaler Schiefer zu, die letzteren sind, abgesehen von ihrer unmittelbaren Basis, den Werfener Schiefern, vorherrschend als Kalke und Dolomite entwickelt. Die Hauptstreichungsrichtung ist da, wo die Mannigfaltigkeit der aneinandergrenzenden Gebirgsglieder eine grössere ist, ausgesprochen westöstlich, im südlichen Gebiete, wo die triassischen Kalke in grösseren plateauförmigen Massen auftreten, lässt sich dagegen sehr oft kein bestimmter Anhaltspunkt über das Streichen und Verflächen gewinnen. Wir gehen sofort zur Besprechung der einzelnen Schichtgruppen über.

1. Gailthaler Schiefer.

Der Gailthaler Schiefer des Nordzuges gehört als liegendstes Glied jenem Gebirgsrücken an, welcher, vielfach in Parallelketten aufgelöst, das weite obere Sanngebiet und das Cillier Feld von der parallelen Niederung von Tüffer-Sagor scheidet. Die Schichten des Gailthaler Schiefers bestehen hier aus Thonschiefern, Sandsteinen und Quarziten von vorherrschend dunkler Farbe und nahezu vollständigem Mangel an Versteinerungen. Nur an einer einzigen Stelle, östlich vom Dorfe Trifail, im Wernitzabache, fand sich in einem losen Blocke ein organischer Rest, welcher nach der freundlichen Mittheilung des Herrn Oberbergrath D. Stur als Bruchstück eines *Calamites*, wahrscheinlich einer obercarbonischen Art angehörend, zu deuten ist. Gestein und Erhaltungszustand des Petrefactes stimmen aufs Genaueste überein mit jenen feinkörnigen bis gröberen grauen, stark glimmerigen und schiefrigen Sandsteinvarietäten der bekannten pflanzenführenden Localität Tergowe in

Kroatien (man vergl. Jahrb. XVIII., pag. 131). Die Schicht, aus der dieses Vorkommen bei Trifail stammt, dürfte entsprechend wie bei Tergowe dem obersten Complexe der „Gailthaler Schiefer" angehören.

Der Gailthaler Schiefer, von welchem hier die Rede ist, gehört dem Hauptaufbruche des Gebirgskammes zwischen Cilli und Tüffer an und wurde von Zollikofer (1859, pag. 7) zwei getrennten Zügen zugezählt, mit Unrecht, wie schon Stur (Geolog. d. St. pag. 169) hervorhebt, da beide oberflächlich über die Gebirgskämme vielfach zusammenhängen. Stur fasst deshalb beide Züge unter dem Namen des Tüfferer Zuges zusammen. Es fallen demselben im Bereiche des von mir begangenen Gebietes folgende Aufbrüche zu: im Osten die Gailthaler Schiefer des Retschitzagrabens bei Tüffer, welche allerseits hoch an die Gehänge hinaufreichen, gegen Westen aber durch die auflagernden jüngeren Massen des Kail, Pleschberges und der Merzlica Planina oberflächlich von den weiteranschliessenden Aufbrüchen gleichaltriger Gebilde getrennt sind. Als solche sind zunächst zu nennen die Gailthaler Schiefer des oberen Thalkessels von Trifail, welche gegen Osten über die Höhen von St. Markus und St. Catharina mit den Aufbrüchen derselben Gebilde im Wobenbache unmittelbar zusammenhängen. Auch der oberste tiefe Kessel des Baches von Doll, südlich unter dem Pleschberge, dürfte möglicherweise bereits die Gailthaler Schiefer erreicht haben. Die Gailthaler Schiefer des oberen Thalkessels von Trifail reichen aber auch nach Norden freiliegend über die Sattelhöhen gegen das Thal von Maria Riek hinüber, ziehen von da zwischen der Rieka Planina und Welka Planina im Norden und dem Javorberge (Jauer B.) im Süden über den Sattel von St. Leonhard in das Gebiet des oberen Kotredeschbaches hinüber, reichen hier bis nahe zur Ruine Gallenberg hinab, setzen in breitem Zuge zwischen dem Sabresnikberge und der Welka Planina über Arschische und den Tschemscheniker Sattel in den Lesi potok und westwärts über Perhouz über die Grenzen des von mir begangenen Gebietes hinaus fort.

Im Süden des Tertiärbeckens ist nur ein Aufbruch von Gailthaler Schiefern zu verzeichnen; derselbe befindet sich im untersten Theile des Grabens von Hrastnigg-Doll, beginnt etwas oberhalb der Vereinigung der beiden Hauptbäche nahe dem gewerkschaftlichen Schulhause und reicht von da (mit geringen Ueberdeckungen durch miocänen Nulliporenkalk in der Nähe der schiefen Brücke der Hrastnigger Kohlenförderbahn) bis zur Save abwärts. Unterhalb jener Brücke wird der Gailthaler Schiefer von den normalfolgenden untertriassischen Bildungen, insbesondere im Westen um St. Leonhard, in ziemlich regelmässiger Weise überlagert. Von jenem Zuge von dem Gailthaler Schiefer ähnlichen Gesteinen, welche das unmittelbare Liegende der kohlenführenden Tertiärschichten längs des ganzen Nordflügels der Mulde bilden, soll weiter unten die Rede sein.

2. Verrucano, Grödener Sandstein und Werfener Schiefer.

Ueber den Gailthaler Schiefern und zwischen ihnen und den Kalk- und Dolomitmassen der höheren Bergzüge gelingt es fast allenthalben,

trotz der oft sehr ungenügenden Aufschlüsse, ein System von vorherrschend sandigschiefrigen, im Gegensatze zu der dunklen Färbung der Gailthaler Schiefer grellgefärbten Schichten nachzuweisen, dessen Gliederung in einzelne Unterabtheilungen bei gleichzeitiger kartographischer Ausscheidung derselben in dem hier berührten Gebiete und den angrenzenden Gegenden voraussichtlich mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden sein wird, obschon bereits heute behauptet werden kann, dass neben den fast überall mit geringer Mühe nachweisbaren Werfener Schiefern auch jene tieferen Niveaus, die man in den Alpen als Verrucanogebilde und Grödener Sandsteine zu bezeichnen gewohnt ist, in vielen Fällen sicher vorhanden sind. Ein vielversprechendes Gebiet für Detailuntersuchungen auf diesem Felde sind insbesondere die westlichen Umgebungen der Heiligen Alpe oberhalb Sagor, sowie die Ostgehänge des Bergrückens von Sabresnik. Insbesondere in den obersten, tiefausgewaschenen Quellkesseln der bei Kotredesch von den Westabhängen der Heiligen Alpe herabkommenden beiden Bäche, welche nach meinen Begehungen nirgends bis auf die Unterlage der Gailthaler Schiefer selbst hinabreichen, spielen verrucanoartige gröbere und feinere Conglomerate eine grosse Rolle und in nicht geringerer Mächtigkeit und Verbreitung sind dieselben aufgeschlossen auf den Höhen zwischen Arschische und Sabresnik. An anderen Stellen dagegen habe ich solche Gesteine nicht beobachtet. An den erstgenannten Localitäten scheint es, als würde sich zwischen diesen grobklastischen Gebilden und den sicheren Werfener Schiefern stellenweise ein Complex von kalkigen Bänken einschieben; doch ist dies bei den überaus ungenügenden Aufschlüssen und in Anbetracht der gestörten Lagerungsverhältnisse nicht mit Sicherheit zu ermitteln gewesen.

Rothe, stellenweise auch weisse Sandsteine, welche mit gutem Grunde ihrer Lagerung und ihrer petrographischen Beschaffenheit nach als Grödener Sandsteine angesprochen werden dürfen, finden sich insbesondere in jenem schon erwähnten südlichen Aufschlusse über den Gailthaler Schiefern oberhalb der Eisenbahnstation Hrastnigg an der Save und ebenso am Nordfusse des Parovnikrückens westlich von Sagor unter den hier auf geringe Erstreckung hin aufgeschlossenen Werfener Schiefern.

Weit wichtiger als diese nur isolirt nachgewiesenen Vorkommnisse ihrer unmittelbaren Liegendglieder sind die Werfener Schiefer selbst, sowohl wegen ihrer mannigfaltigen und zum Theile ungewöhnlichen lithologischen Entwicklung, als auch wegen ihrer Petrefactenführung, nach welcher sie geradezu zu den bestentwickelten Vorkommnissen dieses Niveaus, die überhaupt bekannt sind, gezählt werden müssen. Es ist kaum zu bezweifeln, dass hier, sowie nahezu überall in den Alpen, die Werfener Schiefer allenthalben, wo nicht etwa Störungen ihr Ausbleiben bedingen und erklären, an der Basis der Triaskalke vorhanden und nachweisbar sind, wenn auch zuweilen streckenweise der Anschein, als existirten sie nicht, durch Ueberrollung mit Schutthalden der aufgelagerten Dolomite und Kalke oder durch reichliche Bedeckung mit Vegetation hervorgebracht werden mag. Selbst wo Aufschlüsse gänzlich fehlen, ist man wenigstens durch das Vorkommen loser Stücke an den betreffenden Stellen zuweilen noch in der Lage, ihr Durchziehen constatiren zu können.

Immerhin ist die Möglichkeit, dass dieselben stellenweise in ihrer Mächtigkeit sehr reducirt sein mögen, zuzugeben und erklärt auch die Angaben, die man beispielsweise bei Zollikofer findet, dass sich dieselben nie auf grössere Strecken verfolgen lassen und nur isolirt bald hier, bald dort auftreten. Diesen Angaben entsprechen auch die Einzeichnungen auf den bisher existirenden Karten, welche in der Gegend von Tüffer und Cilli die Triaskalke auf Strecken hin unmittelbar an Gailthaler Schiefer stossen lassen. Wo man der Lagerung nach eine vollständige Schichtfolge überhaupt erwarten darf, da glaube ich mich indessen mit aller Sicherheit überzeugt zu haben, dass der Werfener Schiefer auch in jenem Gebiete allenthalben, wenn auch stellenweise schwer nachweisbar, vorhanden ist. Das gilt beispielsweise für den Retschitzagraben bei Tüffer, in dessen oberen Theilen der Werfener Schiefer überall zwischen Gailthaler Schiefer und Triaskalk vorhanden sein dürfte und ebenso für die westliche Umgebung des Dorfes Trifail, wie auch ferner für den Aufbruch bei Station Hrastnigg. Da Werfener Schiefer am Nordwestgehänge des Berges von Gouze unter den Dolomiten dieses Berges an der zu den im westlichen Aste des Hudajamagrabens liegenden Berghäusern hinaufführenden Strasse unzweifelhaft aufgeschlossen ist, desgleichen im Westen des Gouzeberges an dem 561 Meter hohen Sattel auf die südliche Seite des Kammes hinüberreicht, so dürfte derselbe auch an der zwischenliegenden Erstreckung des Gouzeberges von Norden her dessen Dolomit und Kalke regelrecht unterlagern. Etwas westlicher unter dem Oistri vrch in der Umgebung der Häusergruppe Marinko liegen zahlreiche lose Stücke kalkigen Gesteins mit Petrefactendurchschnitten umher, welche lebhaft an Gesteine des Werfener Schiefers von der Heiligen Alpe bei Sagor erinnern. In dem obersten Quellgebiete des Retschitzabaches in der Umgebung der Dolomit- und Kalkkuppen des Kail, Plesch und der Merzlica besitzen Werfener Schiefer grosse Verbreitung. Vom Sattel zwischen Plesch und Merzlica führt sie schon Zollikofer an und bemerkt, dass sie hellroth wie gebrannte Ziegel seien, eine Angabe, die sich zweifellos speciell auf die eigenthümlichen rothen Oolithe dieses Niveaus bezieht. Am westlichen Abhange dieses hohen Querrückens scheinen die Werfener Schichten — muthmasslich in Folge von nach Westen abdachender Schichtstellung — im Allgemeinen tiefer zu liegen als im Osten, wo sie nahezu auf die höchsten Kämme hinaufreichen. Um Saveipotok und Raune findet man dieselben im oberen Wobenthale ebenfalls anstehend, und in der Tiefe dieses Thales setzen sie oberhalb der dolomitischen Klause desselben die Gehänge auf weite Erstreckung zusammen. Südlich von St. Markus sind sie im Norden des Dolomites des Oistroberges in Spuren nachweisbar und ebenso über Dorf Trifail gegen Planina hinauf zu verfolgen. Hier beginnen sie sich in entsprechender Weise wie vordem am Kail und an der Merzlica als Decke des Gailthaler Grundgebirges in ausgedehnten Flächen an den Kämmen auszubreiten und erreichen das Maximum petrographischer Mannigfaltigkeit bei gleichzeitiger reichlicher Petrefactenführung in der Umgebung der Heiligen Alpe und des benachbarten Kirchleins von Tschebine. Schon Lipold führt die petrefactenreichen Werfener Schiefer der Heiligen Alpe an, bezeichnet aber gerade diese petrefactenreichen Lagen als Guttensteiner Kalke im Sinne F. v. Hauer's,

nicht Stur's. Sehr charakteristisch sind nach Lipold für diese Niveaus einzelne Lagen eines Knollenkalkes, der aus lauter plattgedrückten Kalkknollen besteht, die durch dünne Schieferzwischenmittel verbunden werden. Es sind solche Knollen nicht selten als verdrückte Petrefacten noch erkennbar; besonders häufig findet sich in diesem Gesteine *Naticella costata Mstr.* Genauere Petrefactenangaben gibt Lipold übrigens für diesen Punkt nicht. Pag. 214 sagt er: „Die Werfener und Guttensteiner Schichten ziehen nördlich von Sagor in einem schmalen Zuge von St. Oswald über Perhouz und Sabresnig zur Heiligen Alpe.“

Die Werfener Schiefergesteine in der Umgebung der Heiligen Alpe sind theilweise sandigschiefriger, theilweise kalkiger Natur, und zwar scheinen die ersteren Abänderungen, ähnlich wie dies in den Nordalpen Regel zu sein pflegt, den liegenderen, die letzteren den hangenderen Partien des Complexes zuzufallen. Unter den ersteren sind besonders jene weitverbreiteten rothen sandigen Schiefer charakteristisch. Ostnordöstlich gegenüber der Kirche von Tschebine liegen Aufschlüsse dieser Gesteinsart, in denen gerippte Pectines oder Aviceln vom Typus der *Avicula Venetiana Hauer* gefunden wurden. An demselben Rücken steht auch das knolligkalkige, dunkle Gestein an mit *Naticella costata Mstr.*, *Myophoria costata Zenk.*, grossen Gervillien, gerippten Pectines oder Aviceln (*Av. Venetiana Hauer?*) und anderen undeutlichen Petrefacten. Ebenda trifft man ferner auf erdige, gelblichgraue Mergelschiefer mit einzelnen schön erhaltenen Steinkernen der charakteristischen *Myophoria costata Zenk.* Endlich erscheint hier der in den Südalpen weitverbreitete Gastropodenoolith, zum Theile rein kalkig, zum Theile schieferigglimmerig, auf abgewitterten Flächen die zahlreichen Durchschnitte kleiner gethürmter oder naticenartiger Gastropoden zeigend. Nahe nördlich von der Kirche von Tschebine geht dieser Oolith in ganz kleinkörniges oolithisches Gestein über und durch dieses endlich in einen vollkommen feinkörnigen bis dichten, grellziegelrothen bis fleischrothen, flimmernden Kalk oder Dolomit, wie er wohl äusserst selten in diesem Niveau zu finden sein dürfte. Andererseits sind die Gastropodenoolithe petrographisch verwandt einem gelblichen, grauen, bis nahezu schwarzen Kalkgesteine von feinoolithischer Consistenz, welches voll von Petrefacten zu sein pflegt, die mit ihrer Schale erhalten sind und zu den besterhaltenen Werfener Schieferpetrefacten gehören, die man überhaupt aus den Alpen kennt. Von diesen Gesteinen hat schon Lipold einige Belegstücke von der Heiligen Alpe, wo sich übrigens auch jene Kalkknöllchengesteine mit ihren verdrückten Naticellen, Gervillien und Myophorien finden, mitgebracht. Ihrer Fauna und ihrem ganzen Habitus nach dürften jene feinoolithischen Gesteine am ehesten jenen Bänken der Südtiroler Werfener Schiefer entsprechen, welche Lepsius als „Myophorienbänke“ angeführt hat. Sie sind wohl auch ihrem Niveau nach jenen Myophorienbänken Südtirols gleichzustellen. Ihre Fauna ist folgende:

Dentalium spec.?

Naticella costata Mstr. in schön erhaltenen typischen Exemplaren.

Natica gregaria Schloth., ganz übereinstimmend mit der Benecke-schen Form von Borgo im Valsugana.

Natica oder *Naticella plur. spec.*, grössere und kleinere glatte Formen.

Chemnitzia oder *Holopella,* ähnlich den von Benecke aus den Gastropodenoolithen von Borgo beschriebenen Schneckchen.

Myophoria costata Zenk. (*M. fallax Seeb.*)

Myophoria ovata Bronn, vollkommen übereinstimmend mit Benecke's *M. ovata*, Taf. I, Fig. 4 von der Mendel.

Gervillia cfr. Alberti Mstr., am besten mit Goldfuss' Taf. 116, Fig. 9 übereinstimmend.

Gervillia spec., eine hochgewölbte Form, die sich in ihrer Gestalt bereits den grossen Cassianer Gervillien (*Hoernesia Joannis Austriae*) nähert; kleine Exemplare.

Avicula spec., Fragmente, vielleicht zu *A. Venetiana Hauer* gehörend.

Avicula aff. angulosa Lepsius. Dieser merkwürdigen Art sehr nahe verwandt. Die Sagorer Form scheint, nach einem wahrscheinlich hieher gehörenden Fragmente zu urtheilen, eine Länge und Breite von circa 60 Millimeter zu erreichen und die Oberfläche der Schale scheint feinschuppig lamellös zu sein.

Posidonomya Clarai Buch. Ein einziges Fragment.

Pecten inaequistriatus Goldf. Eine zum mindesten dieser Art (bei Goldfuss und Giebel [Lieskau]) äusserst nahestehende, wenn nicht identische Form.

Pecten discites Schloth.

Pecten plur. spec. Gerippte Formen, zum Theile vielleicht mit *Pecten Fuchsi Hauer* identisch. Eine Form durch etwas stärkeres Hervortreten der Zuwachsstreifung beinahe gegittert.

Die hier angeführten Versteinerungen wurden nahe südlich und westlich unterhalb der Kirche der Heiligen Alpe gesammelt. Man findet dieselben aber auch nördlicher rings um die etwas höhere dolomitische Kuppe des Javorberges, und von hier aus dürften sie unzweifelhaft längs des Fusses des dolomitischen Slemeberges über die Gehöfte von Podkraj bis zur Klause von Gallenberg nachweisbar sein. Westlich von Gallenberg sind die Verhältnisse sehr gestörte, in den Schluchten im Westen der Ruine findet man hie und da rothe Werfener Schiefer aufgeschlossen. Von da oder aus der nächsten Nähe stammt ein von Lipold gesammeltes Exemplar einer breiten, gervilliaähnlichen Bivalve, etwa mit *G. lata Hauer* zu vergleichen. Das Gestein desselben ist grünlichgrauer, glimmerigsandiger Schiefer. Erst um Arschische und Sabresnik gewinnen die Werfener Schiefer im Liegenden des Dolomitrückens von Sabresnik wieder beträchtlichere Verbreitung und Mächtigkeit und erscheinen ganz gleich ausgebildet wie an der Heiligen Alpe, insbesondere in den von Sabresnik gegen Südosten herabziehenden Gräben (nordöstlich oberhalb Islak). Das Kalkknöllchengestein, Platten mit Naticellen wie in den Nordalpen und der gelbliche, bis dunkelgraue feine, petrefactenreiche Oolith von der Heiligen Alpe sind auch hier am stärksten entwickelt. Von Petrefacten sind von hier zu nennen:

Naticella costata Münst. und kleine Gastropoden wie an der Heiligen Alpe.

Myophoria orbicularis Goldf., übereinstimmend mit der von Schauroth und Benecke abgebildeten Form von Recoaro, die als *Myoph. ovata Bronn* von sehr kurzer Gestalt zu bezeichnen wäre.

Gervillia cfr. Alberti Münst. Dieselbe Form wie von der Heiligen Alpe.

Pecten pl. spec. Feingegitterte Arten, wie sie auch an der Heiligen Alpe vorkommen.

Auch jenseits des Sabresnikrückens, westlich unterhalb der Kirche von Sabresnik, findet man den Werfener Schiefer wieder, der über das Dorf gleichen Namens sich mit jenem des Ostgehänges verbindet. Weiterhin bei Perhouz habe ich nichts davon gesehen, weshalb übrigens die oben citirte Lipold'sche Angabe, dass derselbe hier durchziehe, nicht bezweifelt werden soll.

Südlich der kohlenführenden Tertiärmulde wäre vorerst des Aufschlusses von Werfener Schiefern zu gedenken, welcher sich gegenüber der Mühle südlich von Loke am Fusse des Parovnik findet. Derselbe ist sehr beschränkt und es ruhen hier über rothem und weissem Grödener Sandstein graue und grünliche sandige Schiefer in Verbindung mit den charakteristischen röthlichen Gastropoden-Oolithen. Gegen SO schneiden dieselben offenbar an einer Verwerfung längs des Dolomites ab, gegen NW setzen sie wohl noch eine Strecke weit am Fusse des Gehänges fort, sind aber gar nicht aufgeschlossen und von dichter Waldvegetation überdeckt. Nur die tieferen rothen Sandsteine werden hie und da am Fusse des Bergzuges (bis zu dem isolirten Bauernhofe in der Mitte seiner Längserstreckung) sichtbar. Von Petrefacten wurde im Werfener Schiefer des Parovnik nur jene breite, gervilliaartige Bivalve gefunden, die bereits oben von einem genau nördlich gegenüber liegenden Punkte des Nordrandes, von Gallenberg, erwähnt wurde. Gesteinscharakter und Erhaltungszustand sind in beiden Fällen vollkommen identisch.

Das zweite Vorkommen des Südrandes ist jenes bei Station Hrastnigg an der Save. Die östlichen Abhänge habe ich hier nicht untersucht, sie scheinen äusserst stark verstürzt zu sein. Besser aufgeschlossen sind die Werfener Schiefer am linken Save-Ufer oberhalb der Station. Man findet hier über den gut entwickelten rothen Sandsteinen bei westlichem oder nordwestlichem Einfallen erst sandigschiefrige, glimmerreiche, vorherrschend roth gefärbte, gelb verfärbende Schichten in Verbindung mit den grellziegelroth gefärbten Gastropoden-Oolithen, höher vorherrschend dunkle, mergelig kalkige, plattige Schichten, die endlich ziemlich unmerklich beim ersten Wächterhause oberhalb der Station in ähnliche dünnplattige, kalkigmergelige Schichten von ansehnlicher Mächtigkeit übergehen, welche wohl schon dem Muschelkalke zuzuzählen sein dürften. In den tieferen, sandigschiefrigen, rothen Gesteinen finden sich nur sehr undeutlich erhaltene glatte und gerippte Pectines, erstere wohl dem *Pecten discites Schloth.* nahestehend, aber grösser als gewöhnlich, letztere vielleicht mit *Pecten Fuchsi Hauer* oder mit *Avicula Venetiana Hauer* vergleichbar, aber ihrer ungenügenden Erhaltung wegen nicht sicher zu bestimmen. In dem mergeligkalkigen höheren Niveau, unweit des erwähnten Wächterhauses der Südbahn, wurden ausser undeutlichen Auswitterungen von Ceratiten gut erhaltene Exemplare von

Naticella costata Münst. und
Turbo rectecostatus v. Hauer

gesammelt. Interessant ist der Umstand, dass hier, und zwar unmittelbar nordöstlich von jenem Bahnwächterhause, eine roth gefärbte, feinoolithische Kalkbank auftritt, welche nach ihrem Gesteinscharakter und ihrer Petrefactenführung offenbar als Vertreterin der petrefactenreichen feinoolithischen Kalkbänke der Heiligen Alpe angesehen werden muss. Auch hier sind die Petrefacten äusserst wohlerhaltene Schalenexemplare. Es wurden hier gesammelt:

Natica oder *Naticella spec.*

Myophoria ovata Br., ganz wie an der Heiligen Alpe.

Myophoria costata Zenk. (M. fallax Seeb.)

Gervillia spec., grosse, sehr dickschalige Form, den Cassianer Hoernesien sich nähernd.

Pecten aff. discites Schloth.

Pecten spec., gerippte Form, mit solchen von der Heiligen Alpe vielleicht übereinstimmend.

Diese Aufschlüsse bei Station Hrastnigg sind nur der nordwestlichste Antheil grosser Entblössungen von Werfener Schiefern, die sich von da saveabwärts bis gegen Steinbrück erstrecken. Auch an der Sann oberhalb Steinbrück tauchen unter den Kalken und Dolomiten neben Gailthaler Schiefern Werfener Schiefer auf, welche ganz und gar den Charakter jener von Station Hrastnigg besitzen und beispielsweise den liegendsten Theil jener dunklen, plattigen Mergelkalke bilden, welche hier zur Cementfabrication abgebaut werden. Die tiefsten (nördlichen) Bänke jener Cementbrüche am rechten Sannufer enthalten Platten voll Auswitterungen von grossen Naticellen und von Gervillien wie bei Station Hrastnigg, die tiefsten aufgeschlossenen Lagen entsprechen sogar vollkommen jener rothen petrefactenreichen Kalkbank und führen auch hier Spuren der *Myophoria costata*. Auch gegenüber am linken Ufer, südwestlich oberhalb Paražuh, sammelt man im Walde lose Kalkplatten mit den gewöhnlichen Gervillien der oberen Werfener Schiefer und damit vergesellschaftet kommen schön erhaltene Exemplare der *Myophoria costata Zenk.* vor. Nördlich von Paražuh schneidet der Werfener Schiefer mit einer nördlich (schwach gegen O) verlaufenden Störungslinie am Dolomite des Gratschanitzagrabens ab. Diese letztgenannten Aufschlüsse an der Sann lagen schon ausserhalb des von mir untersuchten Terrains und sind nur deshalb hier erwähnt worden, weil sie so ausserordentlich grosse Uebereinstimmung mit jenen bei Station Hrastnigg an der Save besitzen.

3. Triassischer Kalk und Dolomit.

Zollikofer scheidet die Triaskalke dieser Region in zwei Stufen, eine untere, die der Guttensteiner Kalke, und eine obere, die der Hallstätter und Dachsteinkalke. Petrefacten waren ihm daraus nicht bekannt geworden, die Trennung somit nur der Lagerung und der Gesteinsbeschaffenheit nach ermöglicht. Eine ganz ähnliche Gliederung hat Lipold für den westlicheren Gebietsantheil. Auch er erklärt die Dolomite unter den „Dachsteinkalken“ an der Save bei Station Sagor und Trifail für Hallstätter Schichten. Die Ausscheidung von Dachsteinkalken stützt sich bei Lipold auf das Vorkommen von Megalodonten,

so beispielsweise[1]) bei Zardeis gegenüber Station Sagor. Nach Stur (Jahrbuch 1864, pag. 3) fehlt in Untersteiermark der Dachsteinkalk gänzlich und die von Zollikofer dafür genommenen Schichten können, wenn auch Dachsteinbivalven-Durchschnitte darin vorkommen, nicht für Dachsteinkalk erklärt werden, da solche auch in den echten Hallstätter Schichten der Nordalpen vorkommen. In seiner „Geologie der Steiermark", pag. 361, erklärt Stur, denselben Anschauungen folgend, jene hellen oberen Triaskalke für „obertriassische Kalkmassen", d. h. für Aequivalente der Hallstätter Kalke und Marmore.

Trotz einiger Petrefactenfunde in dem von mir untersuchten Gebiete, die aber wohl erst bei zusammenhängenden Aufnahmen grösserer Complexe des aus Triaskalken bestehenden Terrains zu verwerthen sein werden, bin ich in der Gliederung dieser Kalkmassen nicht weiter gekommen als meine Vorgänger. Guttensteiner Kalke sind unzweifelhaft auch hier vorhanden, andere Niveaus zu fixiren und auf weitere Strecken zu verfolgen erwies sich vorläufig als undurchführbar. Ich werde mich daher darauf beschränken, das Thatsächliche, was beobachtet werden konnte, kurz anzuführen. Wenden wir uns zunächst zu denjenigen Vorkommnissen, die mit einiger Sicherheit als Guttensteiner Kalke oder besser als „dunkle untere Triaskalke" angesprochen werden können.

3*a*. Dunkle untere Triaskalke. Hier ist es zunächst der Nordabhang des bereits mehrfach erwähnten dolomitischen Parovnikrückens, welcher Beachtung verdient. Es wurde bereits hervorgehoben, dass der östliche Theil seines Nordfusses tiefere Schichten, und zwar Grödener Sandsteine und Werfener Schiefer aufweist. Zwischen diesen und den die Höhe des Kammes bildenden hellen Dolomiten nun schaltet sich ein System von dunklen, kalkigen und mergeligen Schichten ein, welches allerdings nahezu gar nicht aufgeschlossen ist, von dem aber hie und da denn doch, insbesondere in jenem Graben, der die Erstreckung des Parovnik etwa in der Mitte unterbricht, grössere Blöcke und Schollen aus den vielfach verstürzten und verrutschten Abhängen herausgearbeitet werden können und welches seiner reichlichen Petrefactenführung wegen von Interesse ist. Im unteren Theile jenes erwähnten Grabens, anscheinend nicht tief unter den oberen Dolomitmassen, wurde in plattigen, mergeligen, schmutziggrau gefärbten Bänken folgende Fauna gesammelt:

Hungarites Mojsisovicsi (Boeckh.) Mojs., sonst in Buchensteiner Kalken des Bakonyerwaldes und aus den bunten Kiesel- und Bänderkalken von S. Ulderico im Tretto bei Schio bekannt.

Hungarites Sagorensis Mojs. Cephal. der mediterranen Trias pag. 222, Taf. LXI, Fig. 1. Ziemlich häufig.

Daonella cfr. elongata Mojs., eine Form mit langem Schlossrande.

Avicula aff. Gea Orb.

Pecten spec., glatt, ähnlich *P. discites Schloth.*

Myophoria spec., in den Umrissen und der Form des Kieles der *Myophoria (Lyriodon) simplex* bei Goldfuss CXXXV, Fig. 14*b*, sehr ähnlich.

---

[1]) Lipold: „Bericht über die Aufnahmen in Unterkrain." Jahrb. IX., 1858, pag. 269.

Unbestimmbare *Corbis-*, *Lima-* und *Nucula*-artige Bivalven.

Rhynchonella aff. semiplecta Münst. Fragment.

Euomphalus spec., ähnlich einer Art aus dem oberen Muschelkalke von Judicarien (vergl. Bittner, Aufnahmsbericht über Judicarien, pag. 250 [32]).

Trochus oder *Chemnitzia spec.*, in der Form und Sculptur ähnlich der *Chemn. reflexa Münst.* bei Laube St. Cassian, aber grösser und ohne die Längsrippen der Jugendwindungen; wohl schwerlich wirklich verwandt, sondern mehr von zufälliger habitueller Aehnlichkeit mit der angezogenen St. Cassianer Art. In diesen Schichten ziemlich häufig.

Holopella oder *Chemnitzia spec.*, der *H. Lommeli Mstr.* oder der *Chemnitzia longissima Mstr.* bei Laube St. Cassian ähnlich.

Ganz nahe der Stelle, an welcher die voranstehenden Arten gesammelt wurden, etwas östlicher, finden sich in den Gehängschutthalden, die hie und da unter einer dichten Moosdecke der Schottergewinnung wegen angebrochen wurden, sehr zahlreiche Stücke eines dichteren, weit kalkigeren Gesteins oder wirklichen schwarzen Kalkes, welcher erfüllt ist von zahlreichen, fast durchwegs kleinen und äusserst zierlichen, theilweise schön sculpturirten Petrefacten, welche ihrem Niveau nach von jenem der erstgenannten Schicht schon deshalb nicht weit abstehen können, weil der ganze Raum am Abhange des Berges zwischen den Grödener Sandsteinen und Werfener Schiefern einerseits und den hellen Dolomiten des Kammes andererseits nur ein geringer ist. War die vorher genannte Fauna vielleicht schon mit dem Buchensteiner Niveau identisch, wofür die Cephalopoden sprechen würden, so erinnern manche der in den dunklen Kalkbrocken vorkommenden Arten ganz entschieden an Muschelkalk. Es wurden in diesen Kalken folgende Formen gesammelt:

Terebratula spec. Fragment, das ganz wohl von *T. vulgaris* herrühren könnte.

Waldheimia cfr. subangusta Münst. bei Laube St. Cassian Taf. XI, Fig. 11.

Spiriferina aff. fragilis Schloth., sehr kleine, zierliche Form.

Lima aff. striata Schloth. Bruchstück einer grossen Art, der einzigen in der ganzen vorliegenden Fauna, aus der sich sonst nur die Terebratel über Zwerggrösse erhebt.

Pecten aff. discites Schloth. Häufig.

Pecten an *Avicula spec.?* Unvollständig erhaltene Schale einer schön verzierten Art mit 7—8 stärkeren Radialrippen, zwischen denen je 3—4 sehr feine liegen. Oberfläche runzlig feingegittert.

Avicula spec. Eine der häufigsten Formen, hochgewölbt, Rand zwischen der Hauptwölbung und dem hinteren Flügel sehr tief gerundet ausgeschnitten, dieser Flügel selbst dünnspiessförmig sehr lang ausgezogen. Der Form und Wölbung nach stimmt sie sehr genau mit Giebel's *Avicula Bronni* (Lieskau VII, Fig. 11), nur fehlt dort der lang ausgezogene Dorn des hinteren Flügels. Eine ganz ähnliche, aber weit grössere Form kommt im groboolithischen Carditagestein des Segengottesstollens bei Kleinzell in Niederösterreich vor (vergl. Bittner, Hernstein, pag. 114).

Myophoria cfr. curvirostris Bronn. Häufige Art.

Pleurophorus (Clidophorus) spec. mit zwei scharfen Kielen am Hinterrande, am nächsten stehend *Mytilus gastrochaena* bei Giebel, Lieskau, Taf. V, Fig. 1, welche Art aber offenbar verschieden ist von den alpinen gleichnamigen Vorkommnissen v. Schauroth's und anderer Autoren. Auch Geinitz' Dyas, Taf. XII, hat ähnliche Arten.

Solenomya spec.? Aehnlich gewissen, von Geinitz beschriebenen dyadischen Formen.

Natica oder *Naticella pl. spec.*, kleine, indifferente Schnecken.

Chemnitzia oder *Turbonilla pl. spec.*

Turbonilla aff. parvula Dunker.

Ganz ähnlich entwickelte Schichten in analoger Lagerung findet man am Nordrande der Tertiärmulde über den bereits erwähnten Vorkommnissen der Werfener Schiefer und im Liegenden eines hellen Dolomites, der das hangendste Glied des hier vorhandenen Grundgebirges, soweit dasselbe als in normaler Schichtfolge vorhanden betrachtet werden kann, an zahlreichen Punkten aufgeschlossen. Im Gebiete des oberen Kotredeschbaches müssen diese dunklen, grossentheils kalkigen Schichten eine sehr bedeutende Oberflächenverbreitung besitzen, wie schon aus dem Umstande hervorgeht, dass der Bach, besonders in der Umgebung der Gallenberger Dolomitklause, zahlreiche Gerölle und grosse Blöcke dieser dunklen Gesteine führt. In einem solchen wurde hier ein Cephalopodenrest, und zwar ein *Arcestes* gefunden, der leider wegen ungünstiger Erhaltung nicht genauer zu bestimmen ist. Immerhin deutet dieser Fund darauf hin, dass specielle Untersuchungen in diesen Schichten, was Petrefactenausbeute anbelangt, nicht resultatlos sein werden. Ober dem Bauernhofe Podkraj sind die Gräben am Fusse des dolomitischen Slemeberges, sowie die Einsattlung westlich von Tschebine in mergelig-kalkigen, schmutziggrauen Schichten eingeschnitten, welche nahezu mit voller Bestimmtheit ihrem Aussehen nach für jenes Niveau erklärt werden können, das am Parovnik die Cephalopoden, Daonellen u. s. f. geliefert hat. Petrefacten hier zu finden, gelang indessen nicht. Aehnliche Gesteine finden sich südöstlich von Tschebine im Liegenden des Dolomites des Kuklaberges, an der Heiligen Alpe und am Javor, spurenweise in ähnlicher Position auch östlicher zwischen dem Taborberge und seinem nächstwestlichen, 770 Meter hohen Nachbar. Die Kuppen, zunächst östlich des Dorfes Trifail, dürften zweifelsohne diesen tieferen, dunkelgefärbten Kalken der Trias zufallen, und einen weiteren Aufschluss derselben findet man in dem oberen Kessel des Wobenbaches, wo sie knapp oberhalb der dolomitischen Klause bei senkrechter Schichtstellung und mit westnordwestlichem Streichen anstehen. Eine besonders hervorragende Rolle spielen diese dunklen Kalkgesteine endlich im oberen Kessel des Doller Baches; hier setzen sie insbesondere die höheren Abhänge des alten Gebirges unterhalb der Bauernhäuser von Kail (Kalj) eine Strecke weit gänzlich für sich allein zusammen, und erst noch weiter im Osten legt sich die Dolomitmasse nach aussen und gegen Süden wieder an dieselben an. Auch der Doller Kessel ist ein Punkt, wo Petrefactenfunde zu erwarten sind; Crinoidenreste und andere undeutliche Petrefactenauswitterungen bemerkt man hier nicht selten. Weiterhin nach Osten habe ich ähnliche Gesteine nicht beobachtet; nur

ganz nebenbei sei eines Vorkommens im Südflügel der Tertiärmulde hier erwähnt, das möglicherweise hieher gehört. Es sind das die schwarzen Kalke der unteren Bresnica-Engen bei St. Margarethen-Römerbad, welche bei nordnordwestlichem Fallen durch die Bresnoer Förderbahn vielfach angeschnitten wurden und bankweise voll Petrefacten sind, die aber ohne grössere Arbeit nicht gewonnen werden können.

Hier würde zunächst jener dunklen Kalke und Kalkmergel zu gedenken sein, welche (schon oben erwähnt) in den Cementbrüchen an der Sann oberhalb Steinbrück abgebaut werden und die ohne Zweifel mit jenen identisch sind, die bei Station Hrastnigg, speciell beim ersten Bahnwächterhause oberhalb der Station, sehr gut aufgeschlossen erscheinen und zwischen den hier auftretenden, charakteristisch entwickelten Werfener Schiefern und den höheren Dolomiten und hellen Kalken mitten innestehen. Ich habe hier nichts gefunden als einen flachen, feingerippten Pecten, und zwar bereits in den höheren Schichten westlich von dem oft erwähnten Bahnwächterhause. Bei längerem Aufenthalte dürfte in diesen Niveaus auch an jener Stelle mancherlei Ausbeute zu machen sein. Erwähnt sei nur das Vorkommen von Hornstein in diesen Schichten.

Auch östlich von jener ersterwähnten Localität am Parovnik bei Loke-Sagor sind im südlichen Grundgebirgszuge Vorkommnisse dunkler Kalke und mergeligschiefriger Gesteine von annähernd ähnlichem petrographischen Charakter wie die bereits aufgezählten zu erwähnen, allerdings zumeist unter Lagerungsverhältnissen, die an Klarheit Alles zu wünschen übrig lassen. So zunächst im Graben, welcher die kleine isolirte Dolomitkuppe zwischen Dorf und Werk Sagor durchbricht. Ein geringer Aufschluss derselben Schichten von vollkommen fraglicher Altersstellung liegt auch an der Strasse zwischen den beiden Ortschaften. Ausgedehntere Vorkommnisse dunkler Kalke von etwas anderer Beschaffenheit und partienweise dolomitischer Natur begleiten im Norden die dolomitische Bergmasse von St. Ulrich zwischen Sagor und Werk Trifail. Ihre Schichtstellung ist zumeist eine sehr gestörte, verworrene; ihr Verhalten zu den südlich angrenzenden hellen Dolomitmassen durchaus nicht klargestellt. Im westlichen, von St. Agnes herabkommenden Aste des Krainergrabens sind sie mit flacherem Nordwestfallen, im Krainergraben selbst mit steilerem Nordwestfallen bis senkrechter Stellung aufgeschlossen; die Abhänge unmittelbar über dem Directionsgebäude der Trifailer Werke, sowie der Rücken am östlichen Gehänge des Trifailer Thales nördlich des Grabens von Vode gehören offenbar noch hieher. Westlich oberhalb der Direction Trifail wurde in losen Stücken dieser Gesteine ausser einem undeutlichen Durchschnitte eines globosen Ammoniten eine Auswitterung einer grossen, flachen, gerippten Bivalve gefunden, die man nahezu mit voller Sicherheit als

Daonella Lommeli Wissm.

erklären darf. Es wären dadurch möglicherweise die Wengener Schichten der Südalpen angedeutet.

3*b*. Helle obere Triasdolomite und Triaskalke. Die ungestörteste Ueberlagerung der vorher erwähnten dunklen Kalke und Mergel scheint stattzufinden an der Save, oberhalb Station

Hrastnigg. Hier erheben sich über jenen dunkelgefärbten Schichten mächtige Massen heller Dolomite, welche noch höher weiter im Westen von hellen Kalkmassen überlagert werden. So kommt es, dass oberhalb Station Hrastnigg das Save-Thal nebst seinen Zuflüssen in Dolomit eingerissen ist, der sich auch am Fusse der Berge gegen die Niederungen von Trifail und Sagor allenthalben, theilweise in einzelne isolirte, ringsum von Tertiär umgebene Kuppen aufgelöst, zeigt, während die Höhen und karstartigen Plateaus zwischen dem Tertiärzuge und dem Save-Thale aus dem überlagernden Niveau des Kalkes gebildet sind, dessen Abgrenzung gegen den Dolomit aber, wenigstens nach meinen Erfahrungen, schwerlich weder in horizontaler, noch in verticaler Richtung eine scharfe ist. Die Kalke stellen sich bereits an den Höhen von Rethie (Bukova góra) ein, erscheinen aber ausgebreiteter erst auf krainerischem Gebiete im Bereiche von St. Ulrich, Leskouz und Javor, sowie westlich des Sagorer Grabens auf den Höhen von Werch und St. Lamprecht. Petrefactenfunde liegen recht spärlich vor. In den Dolomiten wurde auf Halden der Abstürze unterhalb Selenatrava gegen den Krainergraben ein nicht gar seltenes Vorkommen von Höhlungen nach ausgewitterten Petrefacten constatirt; darunter waren scharf erhaltene Abdrücke einer *Natica*- und einer gerippten *Myophoria*- oder *Cardita*-artigen Bivalve. Die hellen Kalke der Plateaus sind, wie schon Lipold bekannt war, stellenweise reich an Durchschnitten von Megalodonten; man findet solche sowohl an den Abhängen südöstlich von Sagor, als auch in den zahllosen Blöcken, welche am Nordabhange der Kalkabstürze gegen das niedrige Tertiärterrain von Sagor-Kisouz-Schemnik allenthalben verstreut liegen; zwischen Kisouz und Strahole wurden in derartigen Kalkblöcken auch Durchschnitte sehr grosser *Chemnitzia*-artiger Gastropoden gefunden. An der Strasse, die von Sagor über den Tscholnitzer Sattel nach St. Lamprecht hinaufführt, überzeugt man sich, dass, wenigstens hier, die Lagerung der Dolomite und Kalke eine vorherrschend flache sei. Gegen die Höhe von Vodize stellen sich im Kalke rothe, zum Theil breccienartige Zwischenlagen ein. In der Nähe von Kobilk wurden auch Platten dichten, flachsplitternden, grauen, mergeligen Kalkes gefunden. Im Ganzen und Grossen ist aber der Kalk hellgefärbt, oft etwas ins Röthliche spielend, ein wenig flimmernd, und speciell die megalodontenführenden Lagen sind nicht zu unterscheiden von nordalpinen Megalodontengesteinen, insbesondere jenen des tieferen Niveaus der oberen Kalke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. Selbst die Megalodonten stehen einander sehr nahe oder sind sogar identisch.

Die Nordbegrenzung der Tertiärmulde besitzt innerhalb des von mir begangenen Terrains an keiner einzigen Stelle diese Kalke. Die hangendsten Glieder sind hier durchaus weisse, nur sehr selten dunkler gefärbte Dolomite, von den Dolomiten des Südrandes petrographisch nicht zu unterscheiden und wohl auch von gleichem Alter. Die westlichste Partie ist durch den Thaleinriss bei Bad Gallenegg eingerissen und erstreckt sich bis St. Georgen, welcher Ort auf einer niedrigen Dolomitkuppe liegt. Ihr schliesst sich nach einer Unterbrechung die ausgedehntere Dolomitmasse von Sabresnik an. Nach einer abermaligen grösseren Unterbrechung beginnt bei Ruine Gallenberg ein grösserer Complex

von Dolomit sich einzustellen, der einen ansehnlich mächtigen Zug bildet, dessen vorragendste Gipfel der Sleme-, Kukla- und Taborberg sind, und welcher Zug unmittelbar bis Dorf Trifail reicht, wo abermals eine Unterbrechung eintritt. Oestlich von Trifail setzt der Dolomit schon im Vernicabache wieder an, bildet den spitzen Oistrovrch, wird vom Wobenbache in einer engen Schlucht durchbrochen, reicht stellenweise bis auf die Höhen des Gebietes von Kail (Kalj) und bildet östlich von Kalj die Abhänge des Oistri vrch, welcher von dem gleichfalls dolomitischen Gouzeberge weiter im Osten durch eine eigenthümliche Einsattlung, die einer Verschiebung zu entsprechen scheint, getrennt ist. Die mächtige Dolomitmasse des Gouzeberges spitzt gegen Osten hin noch vor dem Hudajamagraben vollkommen aus. Erst östlich von diesem Graben setzen die hellen Dolomite nochmals an und bilden die niedrigen Querriegel am rechten Ufer des unteren Retschitzagrabens bis zum Hauptthale hinab, welches an dieser Stelle abermals einer Querstörung zu entsprechen scheint, da der jenseitige dolomitische Chumberg weder in Lage, noch in Mächtigkeit mit den rechtsseitigen Dolomitaufschlüssen correspondirt. Das Gestein dieses vielfach unterbrochenen Dolomitzuges scheint im Allgemeinen petrefactenarm zu sein, doch wurden in der Gallenberger Schlucht des Kotredeschbaches Blöcke gefunden, die erfüllt waren von drusigen Petrefactenauswitterungen, unter denen sich von gerippten Myophorien oder von Carditen herrührende erkennen liessen, und am Südabhange des Gouzeberges wurden Gesteinsstücke bemerkt, die ganz von Korallen durchzogen waren. Das bemerkenswertheste an diesem Dolomitzuge ist seine Lagerung. Dieselbe scheint im Allgemeinen dem hangendsten Theile einer Kniefalte zu entsprechen, da sich der Dolomit stellenweise an den höchsten Kämmen und Höhen bei anscheinend flacherer Lagerung über die darunter im Norden zum Aufschluss gelangenden älteren Gebilde hinüberzieht. Dagegen würde auch die nahezu geradlinige südliche Begrenzung des Dolomitzuges nicht sprechen, wenn die bereits hervorgehobenen scheinbaren oder thatsächlich vorhandenen Unterbrechungen des gesammten Zuges hier nicht das Bild stören würden. Denn man müsste, wäre wirklich eine complete Kniefalte erhalten, doch zunächst in den Thaleinrissen die volle Mächtigkeit des Dolomites in annähernd senkrechter Schichtstellung aufgeschlossen finden. Das ist aber nicht der Fall, im Gegentheile scheint sich der Dolomitzug gerade an solchen Stellen (Trifail, Hudajama) wiederholt vollkommen auszuspitzen, erscheint daher gewissermassen als eine Aneinanderreihung von linsenförmigen Dolomitkörpern, die bald stärker anschwellen, bald sich auskeilen und gänzlich verschwinden können. Diese Erscheinung kann aber wohl nicht nur durch wirklich linsenförmige Form der Dolomitmassen hervorgebracht werden, sie kann wohl auch ihren Grund haben in dem Durchziehen einer Bruchlinie, die den Dolomit im Süden abschneidet; beide Ursachen würden annähernd dieselbe Configuration der Dolomitkette hervorzubringen im Stande sein. Berücksichtigt man noch den Einfluss von Querstörungen, die zumeist von Verschiebungen begleitet sind, und welche im Westen (zwischen Gallenberg-Sabresnik einerseits, zwischen Sabresnik-St. Georgen andererseits) in jedem Falle angenommen werden müssen, so wird man sich ein theoretisches Bild dieses Dolomitzuges construiren können, das der Wirklichkeit recht

nahe kommt. Damit sind aber die Schwierigkeiten keineswegs überwunden; sie beginnen erst recht in Folge des Umstandes, dass sich im Süden dieser Dolomitkette und zwischen ihr und dem untersten Tertiär, also im unmittelbaren Liegenden desselben, ein ununterbrochen fortstreichender Zug von schiefrigen Gesteinen einstellt, dessen Alter von verschiedenen Autoren in der denkbar verschiedensten Weise gedeutet worden ist.

4. „Die Gailthaler Schiefer" im Liegenden des Nordflügels der Kohle von Tüffer-Sagor.

Nachdem v. Morlot diese Schichten zuerst für eocän, später für alt erklärt hatte, vertrat Th. v. Zollikofer mit Entschiedenheit die Ansicht, dass dieser Schieferzug eine durch eine Längsstörung bedingte Wiederholung des Gailthaler Schiefers der nördlich angrenzenden Gebiete sei und demgemäss wurde der Schiefer auch kartirt und colorirt. Auch die Stur'sche Uebersichtskarte scheidet diesen Zug als Gailthaler Schiefer aus, da es Stur (Geolog. d. Steiermark, pag. 170) nicht gelang, Petrefacten darin zu finden. Trotzdem spricht Stur wiederholt (pag. 170, 536) die Ueberzeugung aus, dass diese Schiefer sich als Aequivalente des Fischschiefers von Wurzenegg bei Prassberg erweisen lassen werden, kommt also annähernd auf die älteste Ansicht v. Morlot's zurück. Eine dritte Ansicht ist in den Verhandlungen 1868, pag. 79 von H. Höfer ausgesprochen worden; derselbe vermuthet in diesem Zuge triassische Schichten, und zwar Aequivalente des Lunzersandsteins. Man hat also gegenwärtig die Wahl zwischen drei Altersdeutungen, wie sie wohl kaum verschiedener gedacht werden können. Thatsächlich sind die Schwierigkeiten, welche sich einer sicheren Horizontirung dieses Gesteinszuges entgegenstellen, wenn man nicht grössere Gebiete als das von mir begangene kennt, nahezu unüberwindlich. Diese Schwierigkeiten liegen sowohl in der Gesteinsbeschaffenheit, als in der Lagerung und in der beinahe vollkommenen Petrefactenlosigkeit dieses Complexes. Das Einzige, was mir von organischen Resten aus diesem Zuge bekannt wurde, ist ein Bruchstück einer Cidaritenschale im Abdrucke, welches für eine Niveaubestimmung nahezu werthlos ist. Es wurde gefunden südöstlich unterhalb Islak bei Sagor. Man kann daraus wohl nur schliessen, dass diese Gesteine rein marinen Ursprunges sind, ein Umstand, den man bis zu einem gewissen Grade gegen die Deutung Stur's anführen könnte, da ja die Wurzenegger Schiefer bisher nur Reste einer Landflora und einer, wenn auch grösstentheils marinen Fischfauna, andere marine Organismen dagegen nicht geliefert haben, daher nicht unbedingt rein marinen Ursprunges sein müssen, sondern auch Aestuarien- oder Brackwasserbildungen sein können. Es würde aber auf Grund dieses ungenügend erhaltenen einzigen Fossilrestes selbst eocänes Alter dieser Gesteine noch denkbar sein.

Die Gesteinsbeschaffenheit gibt gar keinen Aufschluss; denn allein der Umstand, dass Stur diese Gesteine der petrographischen Aehnlichkeit wegen für eocäne Gesteine und Aequivalente der Wurzenegger Fischschiefer halten konnte, beweist zur Genüge, dass diese Fischschiefer wenigstens theilweise ein ähnliches Aussehen besitzen müssen. Im Uebrigen kann man aber nicht gerade behaupten, dass der Gesteins-

charakter dieser fragwürdigen Gebilde ein solcher sei, den man in der Regel in eocänen Ablagerungen zu finden gewohnt wäre; das geht schon aus Zollikofer's Mittheilungen hervor, für den ja auch gerade wieder die petrographischen Charaktere entscheidend waren, um diese Gesteine dem paläozoischen Gailthaler Schiefer zuzuweisen. Ich habe während der Begehungen selbst wiederholt geschwankt, wohin, mit Rücksicht auf den Gesteinscharakter, diese Schiefer zu rechnen wären. Bei Trifail schien es mir, als ob in Folge zahlreicher kalkiger Einlagerungen in denselben die Unterschiede gegenüber dem nahe nördlich anstehenden echten und unzweifelhaften Gailthaler Schiefer so bedeutende seien, dass an eine Gleichstellung gar nicht gedacht werden könne; an anderen Punkten, sowohl im Osten als im Westen dagegen erschienen mir die Unterschiede gegen den Gailthaler Schiefer so geringfügiger Natur, dass ich sehr geneigt war, der Meinung Zollikofer's beizupflichten. Andererseits sind wieder an den Grenzen dieser Schiefergesteine gegen den Dolomitzug im Norden Gesteinsausbildungen zu finden, welche sowohl ihrem Aussehen nach, als in der Lagerung eine Art vermittelndes Uebergangsglied zwischen beiden darzustellen scheinen, obschon man in Folge der schlechten Aufschlüsse gerade an diesen Stellen sich schwer ein sicheres Urtheil bilden kann. Solche Stellen scheinen bei Rove und Gallenberg oberhalb Kotredesch vorhanden zu sein, wo scheinbar dem Dolomit aufgelagert und sehr steil S oder SW fallend im Liegenden jenes Schieferzuges plattige Kalkmergel mit Ammonitenspuren und hornsteinführende Knollenkalke, die entfernt an Reiflinger oder Buchensteiner Kalke erinnern, auftreten. Das würde übereinstimmen mit dem Gesteinscharakter dieses Schieferzuges in den Gräben nordwestlich vom Vode-Trifail, wo dieselben den südalpinen schwarzen Wengener Schiefern so ähnlich werden, dass man bei jedem Hammerschlage die *Daonella Lommeli* darin zu erblicken erwartet, welche (vergl. oben) auch nahe von jener Stelle im Südflügel der Mulde in petrographisch ähnlichen Gesteinen gefunden wurde. Auch Blöcke von grünlichem kieseligem Gesteine, sehr ähnlich *Pietra verde*, findet man in diesen Gräben, sowie auch in dem Schiefercomplexe selbst sandigtuffiges Eruptivmaterial, sowie einzelne Bänke festen Eruptivgesteines (Quarzporphyres?) beigemengt erscheinen. Das Alles würde sich wieder vielleicht am besten mit Höfer's Annahme, dass man es hier mit einem triassischen Schieferniveau, wenn auch nicht vielleicht gerade mit jenem der Lunzer Sandsteine, mit dem übrigens Stur bekanntlich die ebenfalls problematischen Grossdorner Schiefer [1]) weiter im Osten vereinigt, zu thun habe, erklären lassen. Aber man findet leider auch wieder Gründe vor, welche gegen diese Deutung sprechen. Dahin zähle ich vor Allem die Thatsache, dass im Süden des Tertiärgebietes, insbesondere wieder in den anscheinend regelmässigen Profilen bei Station Hrastnigg und in den Aufschlüssen des Parovnik bei Sagor nichts von diesen Gesteinen, welche dann über dem Dolomite zu erwarten gewesen wären, constatirt wurde und dass das Auftauchen von Grödener Sandstein und Werfener Schiefer am Nordfusse des Parovnik sogar

[1]) Allerdings muss hier sehr auffallen, dass weder Stur noch Zollikofer, welche beide sowohl diese fraglichen Schichten, als auch die Vorkommnisse der echten Gurkfelder und Grossdorner Schichten untersucht haben, von einer Aehnlichkeit oder Zusammengehörigkeit beider nicht das mindeste erwähnen.

direct zu Gunsten der Zollikofer'schen Ansicht gedeutet werden könnte. Auch wenn man zugibt, wofür viele andere Umstände, die späterhin noch zu erörtern sein werden, sprechen, dass auch die Südgrenze des Tertiärs oder besser ausgedrückt die Nordgrenze des südlichen Randgebirges mit einer complicirten Bruchlinie zusammenfällt, die hier auftretenden Schichten also in keinen unmittelbaren Zusammenhang mit den am Nordrande liegenden gebracht werden können, so bleibt immer noch das Profil an der Save oberhalb Hrastnigg mit seinem Dolomite, der anscheinend dem Dolomite des Nordrandes äquivalent ist und doch in seinem Hangenden nichts von ähnlichen Schiefergebilden zeigt, sondern anscheinend unmittelbar in die Megalodontenkalke übergeht. An der Bedeutung dieses Umstandes wird auch dadurch nichts geändert, dass gar nicht einmal erwiesen ist, ob denn im Süden des nördlichen Dolomitzuges nicht ebenfalls eine Längsstörung durchlaufe, wie das oben als möglich hingestellt wurde; selbst bei Vorhandensein einer solchen müsste man diese problematischen Schiefer, wären sie triassisch, immer noch für jünger halten als die Dolomite, denn im Liegenden derselben findet sich nichts, was ihnen mit Grund parallelisirt werden könnte. Die im Osten, so oberhalb Doll und noch weiter bei Gouze, Hudajama, Sta. Catharina und St. Michael bei Tüffer auftretenden Eruptivgesteine schienen mir bei flüchtiger Begehung ebenfalls zu diesem Schiefercomplexe zu gehören, was ich aber mit aller Reserve bemerkt haben möchte, da ja bekanntlich auch bezüglich dieser Eruptivgesteine sehr differirende Ansichten in der Literatur vertreten sind. Jedenfalls stehen wir hier vorläufig vor einem Niveau, über dessen auch nur annähernd richtige stratigraphische Stellung ich sowohl nach den Angaben der Literatur, als nach eigenen Erfahrungen mich ausser Stande erklären muss, irgend eine bestimmte Meinung abzugeben.

II. Die tertiären Bildungen.

Die tertiären Bildungen des inneren Theiles der Tüffer-Sagorer Bucht zerfallen, wie schon aus den älteren Arbeiten bekannt ist, in zwei Hauptgruppen, eine untere, die kohlenführenden Sotzkaschichten, welche aller Wahrscheinlichkeit nach oligocänen Alters sind, und eine obere, welche dem Wiener Neogen entspricht.

A. Das kohlenfürende Terrain der oligocänen Sotzkaschichten.

Dasselbe beginnt mit einem dem Grundgebirge aufliegenden, zumeist hellgefärbten, hie und da sandigen, oft auch plastischen Thone, dem sogenannten *a* Liegendthone. Die unteren Partien desselben werden durch Aufnahme mehr oder minder zahlreicher Gerölle, unter denen insbesondere solche von porphyritischem, felsitischem oder rhyolitischem Charakter, sowie Hornsteine auffallen, stellenweise zu einem wahren Conglomerate; gegen oben herrscht der Thon- oder Tegelcharakter vor und endlich beginnen sich Lagen von unreiner Kohle

einzustellen, so dass gegen die untere Grenze des Flötzniveaus eine förmliche Wechsellagerung von Thon und Kohlenbänken eintritt. Von Petrefacten ist in dem eigentlichen Liegendthone bisher nichts bekannt geworden, wenn man die höheren Partien desselben, die bereits kohlenführende Lagen enthalten, vorläufig ausser Acht lässt. Eine Ausnahme macht nur ein Vorkommen in einem der nördlichen Querschläge des Maximilianstollens bei Sagor, wo in einem hellen sandigen Gestein, das wie Dolomitzerreibsel aussieht, zahlreiche Bruchstücke von stark perlmutterglänzenden, dünnschaligen Bivalven (Anodonten?) gefunden wurden. Petrefactenreicher pflegen die höheren, bereits Kohlenschmitzen führenden Lagen des Liegendthones zu sein. Ebenfalls von Sagor, und zwar aus der Kisouzer Nebenmulde stammt ein Block dieses Gesteins, ein unreiner, dunkler, kohlenführender Mergel, welcher zahlreiche, meist zerdrückte Petrefacten, Melanien, Melanopsiden, Neritinen, einzelne Congerien und grosse Cyrenen enthält, und dessen Fauna unten im paläontologischen Theile sub 1 angeführt wurde.

b. Die Flötzmasse, welche sich aus diesem Liegendthone in der angegebenen Weise allmälig entwickelt und deren Unterabtheilung in eine ganze Anzahl von scharf geschiedenen Bänken und in die Liegend- und Hangendkohle (durch das sogenannte Zwillingsblatt) vielfach geschildert worden ist, zeichnet sich durch ihre aussergewöhnliche Petrefactenarmuth aus; es ist bisher innerhalb der Kohle von Trifail und Sagor ausser einigen wenigen Resten von *Anthracotherium illyricum Teller* (vergl. Literatur-Citate) nichts von organischen Resten gefunden worden. Eine Ausnahme macht nur die Kohle des kleinen, isolirten und hochgelegenen Vorkommens von Selenatrava im Südwesten von Werk Trifail, welche, wie auf den Halden eines im Jahre 1883 in Betrieb gesetzten Stollens liegende Gesteinsstücke zeigen, von Petrefacten ganz erfüllt zu sein pflegt; es sind dieselben im paläontologischen Theile sub 3 angeführt; sie scheinen von der vorher erwähnten Fauna des Liegenden von Kisouz kaum wesentlich verschieden. *Melania Escheri Brongt.* in verschiedenen Abarten, eine glatte *Melanopsis ex aff. callosae* A. Br. spielen neben Planorben und kleinen Bythinien (Nystien) auch hier die Hauptrolle; Cyrenen wurden dagegen nicht bemerkt. In den Aufschlüssen des Tagbaues I von Trifail sind mir innerhalb der Flötzmasse nur an einer Stelle Petrefacten vorgekommen, und zwar in der tieferen (westlichen) Wilhelmi-Abtheilung, wo in dem local abnorm verdickten, kieseligen Liegendscheideblatte der obersten Kohlenbank verkieselte Süsswasserschnecken (*Limnaeus* und *Hydrobia*, vergl. paläont. Theil sub 2) gefunden wurden.

c. Den Abschluss der Flötzmasse nach oben bilden die schwarzen, bitumenreichen Mergel, welche als „Brandschiefer" bezeichnet werden, die aber nicht allenthalben entwickelt sind. Den besten Aufschluss über die nun höher folgenden Hangendmergel bietet der grossartige erste Tagbau von Trifail. Es zeigt sich sehr bald, dass man innerhalb dieser Hangendmergel zweierlei Gruppen, und zwar eine untere, welche nur lacustre Reste enthält, und eine obere, die zahlreiche marine Beimengungen führt, unterscheiden könne. Die unteren oder lacustren Hangendmergel sind im Trifailer Tagbaue ausgezeichnet durch das massenhafte Auftreten kleiner pisidien- oder cyclasartiger Bivalven,

welche mit Ausschluss aller anderen thierischen Reste hier ganz allein zu herrschen pflegen (Unionenmergel). Nur selten liegen hie und da einzelne zerdrückte bythinienartige Schnecken, und von kleineren Organismen pflegen sich Cypridinen häufiger zu finden. Weitaus reicher gestaltet sich die Fauna in den gleichaltrigen Mergeln von Sagor und im ganzen nördlichen Zuge der Ausbisse. Bereits bei Trifail selbst, und zwar im Tagbaue IV und speciell in den nördlichsten Aufschlüssen desselben, welche mit dem übrigen Hauptaufschlusse nicht in directem Zusammenhange stehen, treten Gesteine von mehr kalkiger Natur auf, in denen sich neben denselben cyclasartigen Bivalven nicht selten andere Conchylien, und zwar vorzugsweise hochgethürmte, gekielte Melanien, Unionen u. s. f. einstellen, welche von da gegen Westen allenthalben in grosser Häufigkeit zu finden sind. Es gilt das sowohl für den nördlichen Zug von Sagor, welcher durch die Ortschaften Savine und Islak markirt wird, als für den Töplitz-Sagorer Zug im Südflügel der Hauptmulde und ebenso für die Nebenmulde von Kisouz. Aber auch gegen Osten ist diese Fauna noch bekannt, und hier liegen in der Nähe von Tüffer (St. Michael und Trobenthal) sogar jene Punkte, an denen die ersten Funde von Arten dieser Fauna durch Stur gemacht wurden. Die Gesteine sind vorherrschend mergeliger Natur wie jene der entsprechenden Niveaus in den Trifailer Aufschlüssen; streckenweise aber nehmen sie, wie schon erwähnt, eine mehr kalkige Beschaffenheit an, so insbesondere in der Nähe von Kotredesch, Savine und Bad Gallenegg. Wo das Gestein mergelig ist, pflegen die Petrefacte in der Regel gänzlich verdrückt zu sein; in den Süsswasserkalken von Savine und Kotredesch dagegen erhält man die Conchylien als scharfe Hohldrücke, so dass die Form derselben ganz deutlich erkannt werden kann. Die Kalke von Gallenegg endlich und zum Theil auch jene oben erwähnten des Trifailer Tagbaues IV pflegen die Versteinerungen in theilweise verkieseltem Zustande zu führen, so dass dieselben, was insbesondere für Bad Gallenegg gilt, mehr oder weniger vollständig herauswittern. Ganz charakteristisch ist das häufige Vorkommen von Charenresten in allen diesen Gesteinen. Die Fauna derselben ist, soweit bekannt, folgende:

Melania Sturi nov. spec.
„ *Kotredeschana nov. sp.*
„ *carniolica nov. sp.*
„ *illyrica nov. sp.*
„ *Savinensis nov. sp.*
„ *Sagoriana nov. sp.*
„ *spec. indet.*
„ *ex. aff. Escheri Brongt.*
„ *spec. indet.*
„ *div. spec. ex aff. M. Nysti Duch.*
Melanopsis spec.
Hydrobia imitatrix nov. sp.
„ *pl. spec. indet.*
Bythinia (Stalioa) Lipoldi nov. sp.
Hydrobia (Godlewskia?) spec.
Ampullaria spec.?

Valvata (?) *Rothleitneri nov. sp.*
Valvata (?) *spec.*
Neritina pl. spec.
Limnaeus spec.
" (*Gulnaria*) *spec.*
" (*Acella*) *gracillimus nov. sp.*
Unio Sagorianus nov. sp.
Pisidium (*an Cyclas?*) *pl. spec.*
Congeria spec.

Bezüglich der Beschreibung dieser Fauna sei auf den weiter unten folgenden paläontologischen Abschnitt (sub 4) hingewiesen. Hier sei nur noch des eigenthümliches Gepräges dieser Fauna, unter welcher die langen spiralgekielten Melanienformen dominiren, gedacht. Die spirale Kielung und extreme Schlankheit sind ein Hauptmerkmal, welches sich bei verschiedenen Gattungen dieser Fauna wiederholt; bei schlechter Erhaltung und starker Verdrückung sind die Schichtflächen der Gesteine von wirr durcheinanderliegenden, fast nadelförmig zu nennenden Gestalten bedeckt; die Gebrechlichkeit derselben (das Extrem in dieser Richtung bildet wohl *Acella gracillima nov. sp.*) muss eine sehr grosse gewesen sein und ein Prosperiren dieser Fauna kann wohl nur in sehr ruhigem Wasser, etwa in einem von Charen erfüllten See gedacht werden. Dafür sprechen auch die an Charenresten sehr reichen Gesteine; stellenweise, sowie über Töplitz-Sagor östlich, scheinen dieselben thatsächlich ihrer Hauptmasse nach aus den verfilzten und zusammengepressten verkalkten Charenmassen zu bestehen. Ein Hinweis auf die Eigenthümlichkeiten in der Vergesellschaftung dieser Fauna mag sich hier anschliessen. Die Gattung *Melania* dominirt weitaus, *Melanopsis* tritt ganz zurück und ist nur durch einige indifferente, glatte Formen vertreten; auch *Unio* und *Congeria* (ebenfalls nur in einer ganz indifferenten Form und dabei selten) spielen keine grosse Rolle, dagegen treten Cyrenen, wenn auch nicht gerade in den hier behandelten Schichten, so doch in den benachbarten, in ansehnlicher Menge und in grossen Formen auf. Durch das Vorherrschen der Melanien und Cyrenen, das nahezu vollständige Zurücktreten der Melanopsiden und Congerien erhalten diese Schichten ein faunistisches Gepräge, welches sie sofort von den jüngeren Ablagerungen der Congerienstufe scharf unterscheidet, in welchen bekanntlich Melanien und Cyrenen ganz oder nahezu ganz fehlen, jedenfalls eine sehr untergeordnete Stellung einnehmen, während die Melanopsiden und Congerien sich in einer geradezu erstaunlichen Mannigfaltigkeit entwickeln. Gewisse Formen, wie die vielgestaltige *Melania Escheri Brgt.* sind allerdings beiden Schichtgruppen gemeinsam. Von diesen faunistischen Unterschieden ausgehend würde man also kaum genügende Anhaltspunkte haben, um einen grösseren oder geringeren Abschnitt von gewissen lacustren Binnenbildungen nicht genauer bekannten Alters, beispielsweise von jenen Bosniens, den Sotzkaschichten gleichzustellen.

d. Aus diesen unteren, lacustren Hangendmergeln entwickeln sich im Trifailer Tagbaue I gegen oben bei vorerst gleichbleibendem Gesteinscharakter brackische und marine Bildungen. Die erste Bank,

in welcher man in diesem Tagbaue marine Einschwemmungen antrifft, enthält, soweit bekannt, nur einen eigenthümlichen *Pecten* (*P. Hertlei nov. spec.*), welcher oft massenweise die obere Schichtfläche bedeckt und daneben seltener einen kleinen Psammosolen, der vielleicht dem brackischen Subgenus *Novaculina* angehören dürfte (vergl. die Beschreibung im paläontologischen Theile, sub. 5). Erst in den darüber folgenden Bänken trifft man eine reichere Fauna von entschieden brackischem Charakter an. Es wurden in diesen Schichten gesammelt (mit Hinzufügung der beiden bereits erwähnten Arten):

Pecten (*Camptonectes?*) *Hertlei nov. spec.*
Psammosolen spec.?

Congeria spec.
Cardium pl. spec. indet.
Cyrena cfr. semistriata Desh.
Pisidium pl. spec.
Diplodonta (*Cyrenoides?*) *Komposchi nov. spec.*
Isocardia spec?
Corbula spec.
Limopsis spec?
Perna spec.
Melania ex aff. M. Escheri Brgt.
Cerithium aff. Lamarcki Brgt.
Neritina spec.
Limnaeus spec.?

Aus dem mittleren Mergelcomplexe, welcher diese angegebene Fauna führt, geht nach oben allmälig eine etwas anders beschaffene Gesteinsmasse hervor; die Bänke werden entweder dick und fast klotzig, oder sehr dünn bis blätternd; die dicken Bänke nehmen ein fast thoniges Aussehen an, sind dunkel bis grünlichgrau gefärbt, und diese Wechsellagerung von Gesteinen zeichnet sich dadurch aus, dass die lacustren Conchylienbeimengungen ganz verschwunden sind und marine Fossilien allein herrschen; aus diesem obersten Complexe der Hangendmergel stammen:

Chenopus Trifailensis nov. spec.
Turritella (*Haustator*) *Terpotitzi nov. spec.*
Dentalium spec.?
Corbula spec.
Diplodonta spec.?
Arca spec.

Ausser dem Chenopus, welcher der Art von Häring in Tirol überaus nahe steht, und der indifferenten kleinen Corbula sind Fossilien in diesen Lagen selten, wenn man von den allenthalben und in der ganzen Masse verbreiteten Resten von Fischen, Schildkröten und Pflanzen absieht, welche letzteren gerade in diesen oberen Lagen in besonderer Pracht auftreten. Der Chenopus ist aber so häufig und bezeichnend, dass man diese Schichte geradezu „Chenopusmergel“ nennen kann.

Was nun die Verbreitung der einzelnen im Tagbaue I von Trifail unterscheidbaren drei Niveaus anbelangt, so ist dieselbe der schlechten Tagaufschlüsse wegen nicht leicht zu verfolgen, insbesondere was den weniger mächtig entwickelten, brackischen oder mittleren Horizont anbelangt. Doch ist auch dieser beispielsweise im Töplitz-Kotredescher Flötzzuge als Hangendstes bestimmt vorhanden, während die Chenopusmergel an zahlreichen Punkten auch nördlich vom ersten Tagbaue in Trifail, sowie bei Hrastnigg nachgewiesen und an letzterer Localität als hangende Partie der Hangendmergel bis in den Doller Graben gegen Osten verfolgt werden konnten. Weiterhin in der Richtung noch Bresno-Tüffer habe ich nirgends auch nur eine Spur dieser hangenderen Schichten gesehen; wie sich die von Stur angeführten brackischen und marinen Schichten mit *Cerith. margaritaceum* und *Cerith. plicatum* im Osten von Tüffer, welche Stur anführt, dazu verhalten, darüber bin ich mit Sicherheit zu urtheilen nicht in der Lage.

In den westlicheren Districten treten gewisse Bildungen auf, welche am besten hier anzuschliessen sein werden, die aber sowohl ihrer Lagerung als ihrer Fauna nach problematisch geblieben sind. Es sind das besonders die Ablagerungen im Osten und Südosten des Dorfes Trifail, unter welchen sich der Hauptmasse nach pflanzenführende Mergelschiefer befinden, mit denen enge verbunden bei dem Dorfe Selo thonige Schichten auftreten, die eine eigenthümliche kleine Fauna führen, welche identisch zu sein scheint mit der von Rolle aus der Gegend vom Prassberg im Cillier Becken beschriebenen Fauna, deren wichtigstes Fossil das *Cardium Lipoldi Rolle* ist. Diese Schichten dürften wohl nur als eine etwas abweichend ausgebildete Facies der Hangendmergel des kohlenführenden Terrains zu betrachten sein, wofür auch gewisse Aufschlüsse weiter westlich unterhalb Schemnik sprechen, wo petrographisch ganz gleiche Schichten in anscheinend normalem Profile unter dem marinen Miocän angetroffen werden. Südlich von Sagor stehen unmittelbar am Rande des alten Kalkgebirges kalkigmergelige Lagen mit einer eigenthümlichen, entschieden brackischen Fauna aus Congerien, Cardien, Melanopsiden u. s. f. an, welche ich ebenfalls den hier behandelten Ablagerungen zuzuzählen geneigt bin, ohne indessen darüber vollkommen sicher zu sein. Das Nähere darüber in Bezug auf Lagerung und Fauna soll im topographischen Abschnitte mitgetheilt werden. Bezüglich der Stellung der Schichten mit *Cardium Lipoldi* vergleiche man die Angaben bei Rolle und Stur.

Es ist bereits hervorgehoben worden, dass insbesondere die oberen marinen und brackischen Lagen der Hangendmergel, welche im Tagbaue I von Trifail in ganz bedeutender Mächtigkeit entwickelt sind, im westlichen Gebiete, jenem von Sagor, nur im Kotredesch-Töplitzer Flötzzuge, bei Hrastnigg nur auf der Strecke zwischen Werk Hrastnigg und dem Doller Graben nachgewiesen werden konnten. Im gesammten Nordflügel des Sagorer Territoriums (Kotredesch-Savine-Islak), sowie östlich von Doll über Bresno bis Tüffer ist mir keine Spur dieser oberen Niveaus bekannt geworden und es scheint, als fehlten dieselben hier thatsächlich. Aber mehr noch; es gibt auch Strecken, wo man selbst von den tieferen, lacustren Hangendmergeln, mindestens über Tag, nicht das mindeste Anzeichen nachzuweisen in der Lage ist, obwohl

man zwischen dem Grundgebirge einerseits und dem auflagernden marinen Miocän andererseits ganz genau die Stelle anzugeben in der Lage ist, an welcher diese Hangendmergel durchstreichen müssten. Solche Stellen sind beispielsweise im Nordflügel bei St. Agnes (Prapretsche) und westlicher zwischen Savine und Islak vorhanden. Es ist das ein sehr auffallender Umstand, den man sich allenfalls zunächst dadurch zu erklären geneigt sein könnte, dass man annimmt, das marine Miocän transgredire stellenweise über die Köpfe der Sotzkaschichten hinweg auf das Grundgebirge, was auch thatsächlich der Fall ist, wie später gezeigt werden soll.

Aber schon die Möglichkeit einer solchen Transgression von einiger Bedeutung über die ehemaligen Ufer hinaus setzt ja theoretisch ganz bedeutende Veränderungen zur Zeit, vor und während welcher das marine Miocän sich ablagerte, voraus. Denn, würde diese supponirte Transgression nur eine ganz allmälige sein, so würde man schwerlich bei so stark aufgerichtetem Gebirge, wie es hier vorliegt, in die Lage kommen, irgend welche namhafte Discordanz zwischen Sotzkaschichten und Miocän oder gar eine Verhüllung der ersteren, respective ihrer Ausbisse in der Nähe des Randgebirges durch das marine Miocän beobachten zu können. Dies wird nur dann der Fall sein können, wenn die Sotzkaschichten und ihre Hangendmergel schon vor der Ablagerung des marinen Miocäns wenigstens theilweise aufgerichtet worden sind. Dann ist aber zugleich schon die Möglichkeit gegeben, dass diese Ablagerungen bereits wieder mehr oder weniger abgetragen werden konnten, bevor oder während das Miocän sich absetzte. Da dieses nun später selbst wieder aufgerichtet und in steile Schichtstellung gebracht wurde, so konnten diese Denudationserscheinungen im Complexe der Sotzkaschichten theilweise wenigstens wieder maskirt und verwischt werden, so dass man gegenwärtig eine anscheinend concordant gelagerte mächtige Schichtmasse von oligocänen und miocänen Bildungen vor sich hat, innerhalb deren sich zunächst scheinbar keine schärferen Abschnitte zu erkennen geben. Es zeigt sich aber, insbesondere zu Trifail, wo die gesammte Breite der Tertiärmulde bis zu ihren tiefsten Gliedern aufgeschlossen ist, dass die Sotzkaschichten in unerwartet weitgehender und complicirter Weise gefaltet, gebrochen und schollenweise überschoben sind und dass die darüber liegende Miocändecke diese Faltungen zwar theilweise, aber weitaus nicht in so weitgehender Weise mitmacht, so dass man entweder annehmen muss, die beiden Complexe hätten sich unabhängig von einander zu gleicher Zeit gefaltet, oder die tieferen Sotzkaschichten seien schon vor der Ablagerung des marinen Miocäns wenigstens theilweise in die Gebirgsfaltung einbezogen worden; letzteres dürfte aus mehreren Gründen wohl die überwiegende Wahrscheinlichkeit für sich haben; einmal verhalten sich die Sotzkaschichten zu dem überlagernden marinen Miocän doch nicht so gegensätzlich, wie etwa ein Complex dünnschiefriger, hornsteinführender Lagen zu einer auflagernden, starren und mächtigen Kalkdecke, und dann sind auch die innerhalb der Sotzkaschichten auftretenden Störungen nicht mit jenen zumeist völlig regellosen Biegungen und Windungen hornsteinreicher, dünnplattiger Mergelcomplexe zu vergleichen, sondern lassen sich ungezwungen auf mehrere grosse Längsfaltungen

zurückführen. Es ist also auch von diesem Standpunkte aus wahrscheinlich, dass die Sotzkaschichten schon vor oder während der Ablagerung des marinen Miocäns von der Gebirgsfaltung betroffen wurden, und dass die Grenze zwischen beiden Complexen keine durchaus regelmässige, d. h. die Auflagerung des Miocäns auf die Sotzkaschichten keine concordante sei.

Die künstlichen Aufschlüsse der Trifailer Baue tragen wesentlich dazu bei, diese Ansicht zu stützen. Das nächsthöhere Glied, resp. das tiefste Niveau des marinen Miocäns, ein blauer, fetter, mariner Tegel, dem Aussehen nach ganz identisch dem Badener Tegel, liegt thatsächlich an mehreren Stellen deutlich und klar in unregelmässigen Vertiefungen der Sotzkaschichten, welche Vertiefungen und Unebenheiten mehr oder weniger weit in die Hangendmergel der Kohle, local bis in die Kohle selbst hinabreichen. Einzelheiten sollen später mitgetheilt werden. Es erscheint also nach dem hier Gesagten wahrscheinlich, dass die Oberfläche der Sotzkaschichten vor oder während des Beginnes der Ablagerungen des marinen Miocäns einer theilweisen Abtragung ausgesetzt war.

B. Miocäne Ablagerungen.

Die über den Sotzkaschichten folgenden marinen Bildungen, welche man wohl mit vollkommener Berechtigung ohne weiteres als „miocänen Alters" bezeichnen darf, lassen sich, wie gleich hier bemerkt werden soll, in zwei Hauptgruppen gliedern, deren untere rein marinen Charakter trägt, während die obere, wie ich glaube, zweifellos den sarmatischen Bildungen des Wiener und ungarischen Beckens entspricht.

I. Die marinen Miocänbildungen.

Ihre Gliederung ist bereits durch die Arbeiten von Th. v. Zollikofer und D. Stur bekannt.

Zollikofer unterscheidet im Tertiär der Tüfferer Bucht vier Gruppen: 1. das Braunkohlensystem, 2. Leithakalkbildungen, 3. Leithamergel und 4. obere Sandsteingruppe.

Die erste Gruppe umfasst ausser den Sotzkaschichten ohne Zweifel auch noch die Basis des marinen Miocäns, wie aus Zollikofer's Profil von Gouze nach St. Gertraud bestimmt hervorgeht, die zweite und dritte Gruppe bilden die Hauptmasse des hier zu besprechenden marinen Miocäns, während in die vierte Gruppe die jüngeren, sarmatischen Bildungen fallen. Stur hat die Basis des marinen Miocäns schärfer gegliedert und hier zwei Niveaus nachgewiesen, blauen marinen Tegel zu tiefst und darüber sandige Gebilde, oft Grünsand, welchen man als Grünsand von Gouze (nach der petrefactenreichsten Localität) bezeichnen könnte. Darüber folgt nach Stur der sogenannte Tüfferer Mergel und als hangendstes Glied des marinen Miocäns endlich Leithakalk. Bezüglich dieser oberen Bildungen weicht die Gliederung Stur's von jener Th. v. Zollikofer's erheblich ab. Da Zollikofer seine Leithamergel als obere Gruppe dem Leitha-

kalke als unterer Gruppe überordnet, würden die Ansichten Stur's und Zollikofer's einander direct widersprechen. Die Zollikofer'sche Gliederung stellt aber Leithakalk und Leithamergel in der That einander nicht so sehr als altersverschiedene Gruppen gegenüber, als sie vielmehr die zweite und dritte Gruppe nur für faciell verschieden erachtet, wie denn auch die Profile Zollikofer's einen mehrfachen Wechsel von Leithakalk und Leithamergel (Tüfferer Mergel) thatsächlich erkennen lassen.

Ich kann nach meinen Begehungen die Richtigkeit der Zollikofer'schen Profile nur bestätigen und schliesse mich daher seinen Anschauungen bezüglich des gegenseitigen Verhaltens der Leithakalke und Tüfferer Mergel vollkommen an. Soweit ich die Tüfferer Miocänbildungen kennen zu lernen Gelegenheit hatte, schien es mir, als ob man in diesen höheren, über dem Grünsande von Gouze sich entwickelnden Schichten kaum weitere Altersunterschiede machen könne, als ob vielmehr eine gegenseitige Vertretung der Tüfferer Mergel und der Leithakalke stattfinden würde, doch so, dass vorzüglich zwei Niveaus von Kalken sich bemerkbar machen würden, von denen das eine an der unteren Grenze der Mergel gegen die Grünsande, das andere an der oberen Grenze derselben sich entwickelt, und zwar bald stärker, bald schwächer, so dass bald das untere Niveau allein vorhanden ist (Gegend von Trifail und Hrastnigg), bald das obere Niveau allein auftritt (Mediathal bei Sagor), bald beide vorhanden sind (anscheinend in der Gegend von St. Nikolai-Laschische bei Tüffer Süd), bald beide so reducirt erscheinen, dass sie nahezu verschwinden (West von Tüffer). Das gilt aber nur für die Profile im Inneren des Beckens, der Leithakalk selbst erscheint auch in mächtigen Massen für sich allein dem Grundgebirge aufsitzend, so besonders am südlichen Rande der Mulde; man kann in demselben dann wohl keine schärferen Unterscheidungen vornehmen, dagegen lässt sich wohl behaupten, dass die innerhalb des Tertiärbeckens auftretenden Leithakalke nur Ausläufer oder Zungen jener Leithakalkmassen, die dem Grundgebirge aufsitzen, vorstellen. Es muss noch hervorgehoben werden, dass auch der Uebergang aus den Sanden und Grünsanden in die unteren Leithakalke ein ganz allmäliger ist, ja stellenweise erscheinen diese Kalke nur als dünne Lagen etwas kalkig gewordener, grünsandartiger Gebilde an der Uebergangsstelle gegen die Tüfferer Mergel oder fehlen auch, wie westlich von Sagor, ganz. Man würde also folgendes Schema für die marinen Miocänablagerungen der Bucht von Tüffer-Sagor erhalten:

1. Miocäner mariner Tegel und Grünsand.
2. Unterer Leithakalk (local).
3. Tüfferer Mergel.
4. Oberer Leithakalk (local).

Wollte man die Zollikofer'sche Eintheilung festhalten, so liesse sich 1. und 2. dessen Leithakalkgruppe, 3. und 4. dessen Leithamergelgruppe gleichsetzen, mit Berücksicksichtigung des Umstandes freilich, dass Zollikofer die marinen Tegel und Grünsande zu den Sotzkaschichten rechnete. Von der Stur'schen Eintheilung differirt die hier angenommene nur insoferne, als Stur in etwas zu weitgehender Schema-

tisirung seiner anderwärts gemachten Beobachtungen auch in der Tüfferer Bucht den Leithakalk als jüngstes Glied des marinen Miocäns betrachten zu können glaubte, was insoferne unrichtig ist, als derselbe hier nicht jünger, sondern gleichaltrig dem Tüfferer Mergel Stur's ist.

1. Der miocäne marine Tegel und Grünsand.

Die beiden unteren Glieder des marinen Miocäns sind am besten zusammengefasst zu betrachten, da sie, wo beide auftreten, immer innig verknüpft zu sein pflegen, der Tegel selbst, den schon Stur als local auftretendes Gebilde bezeichnet, thatsächlich streckenweise zu fehlen oder doch nicht oberflächlich nachweisbar, oder endlich durch mehr sandige Schichten vertreten zu sein scheint. Bereits Stur erwähnt des Auftretens dieses Tegels im Jestrenzagraben östlich von Tüffer und von da im nördlichen Flügel der Tertiärausbisse über Hrastnigg bis Trifail. Vom Jestrenzagraben führt Stur die *Ostrea cochlear Poli.*, vom Kohlenbaue bei Gouze *Pecten cristatus Br.* an. Letzteren habe ich in den Materialien der k. k. geologischen Reichsanstalt nicht vorgefunden, wohl aber liegt daselbst ein Exemplar des *P. denudatus Reuss*, von Steirer's Kohlenbaue bei Gouze stammend. Seit Stur's Begehungen wurde der marine Tegel an einer Stelle westlich von Tüffer, und zwar hinter dem Brauhause aufgeschlossen und lieferte hier:

Chenopus pes pelecani Phil. cfr. 1 Bruchstück.
Bulla cfr. utriculus Brocc. s.
Buccinum cfr. turbinellus Brocc. h.

Letztere Art wird von Hoernes und Auinger auch aus Radoboj citirt, wo sie wohl in einem gleichaltrigen Niveau auftreten mag. In der weiteren Erstreckung des Nordflügels über Bresno und Hrastnigg gegen Trifail habe ich diese untersten Niveaus nirgends mit Sicherheit aufgeschlossen gesehen; es bleibt aber allenthalben eine Längsdepression zwischen den kohlenführenden Sotzkaschichten und dem im Süden darüber sich erhebenden und gegen Westen immer mehr anschwellenden Kamme des unteren Leithakalkes (Korallenkalkes der Bergleute), innerhalb welcher sowie bei Tüffer selbst neben und unter den Grünsanden von Gouze auch der Tegel liegen mag. Erst bei Trifail selbst ist der Tegel wieder mächtiger entwickelt anzutreffen und erfüllt hier, wie bereits erwähnt, alle Unebenheiten und Aushöhlungen des, wie es scheint, bereits vor oder während seiner Ablagerung einer theilweisen Abtragung ausgesetzt gewesenen kohlenführenden Terrains. Dieser marine Tegel von Trifail ist auch gar nicht arm an Petrefacten. Leider sind dieselben aber fast durchgehends völlig zusammengedrückt, und nur hie und da erhält man Pectines in einem etwas besseren Zustande. Es wären von hier zu nennen:

Pecten spec. indet. Ein schöner mittelgrosser Pecten aus der Verwandtschaft des *P. spinulosus Mstr.* und *P. Koheni Fuchs*, sowie des *P. deletus Michti*; von sehr gerundeter Gestalt mit 15—16 Rippen, welche sowohl gegen die Seiten als gegen den Rand allmälig schwächer werden und sich endlich nahezu ganz verlieren. Beide Klappen gleich-

gebildet, Schale glatt mit Ausnahme der Ohren und der den Ohren zunächst liegenden Partien, welche schuppig sind; also gleichsam ein *P. Koheni* mit bis auf jene der Ohren obliterirte Schuppung. Zu Trifail nicht selten und in der Sammlung der geologischen Reichsanstalt auch in einem schönen, grossen Exemplare aus blaugrauem Tegel des Tucheiner Thales zwischen Stein und Möttnig in Krain vorliegend.

Pecten spec. aff. cristato Br. Schale nur in Fragmenten erhalten, innen gerippt, wie vorige Art, aussen aber anscheinend ganz ungerippt.

Pecten cfr. Zollikoferi nov. spec., wahrscheinlich identisch mit einer im paläontologischen Theile (sub 7) beschriebenen Art aus den höheren „Tüfferer Mergeln".

Pecten Mojsisovicsi nov. spec., eine sehr schöne, auffallende Form, welche weiter unten im paläontologischen Theile (sub 7) beschrieben wurde.

Nucula aff. nucleus L.

Leda spec.

Corbula cfr. gibba Ol.

Pyrula geometra Bors? in einem verdrückten Exemplare.

Pleurotoma plur. spec. nicht selten, aber immer vollständig flachgedrückt.

Rostellaria nov. spec., etwa vergleichbar der *R. Hupei A. Rouault* von Bos d'Arros (Mém. Soc. géol., 2ᵉ série, tome III, tab. XVIII, Fig. 9), aber an der Aussenlippe über dem Einschnitte mit noch einigen weiteren schwachen Einkerbungen, ähnlich wie die recente *R. curta Sow.* Nicht selten im marinen Tegel von Trifail.

Turbo aff. rugosus L., in einem verdrückten Exemplare.

Rissoa spec? Kleine, glatte Gasteropoden.

Dentalium aff. entalis L., eine sehr lange, dünne, glatte Art.

Balantium spec., glatte Form, ohne jede Verzierung der Schale, ganze Schichtflächen überdeckende häufige Art.

Schizaster spec., eine ansehnlich grosse Art in zerdrückten Exemplaren.

Caryophyllia oder *Trochocyathus spec.*

Foraminiferen zahlreich, schon mit freiem Auge sichtbar grosse Nodosarien und Cristellarien.

Fischschuppen und Pfanzenreste (wie fast in allen Schichten des Tüfferer Tertiärs).

Auch weiter im Westen, bei Sagor, fehlt der untere marine Tegel nicht, ist wenigstens in dem Zuge von Töplitz-Kotredeschgraben an mehreren Stellen aufgeschlossen und wird unter anderem gleich hinter der Töplitzer Zinkhütte zur Ziegelbereitung abgebaut. Auch hier wurden, wenn auch spärlich, Petrefacte gesammelt.

Buccinum cfr. Hoernesi Mayer (Baden).
Voluta ficulina Lam.? Fragmente (Grund, Vöslau).
Natica helicina Brocc.
Pleurotoma 2 spec. indet.
Cardium-Fragmente.
Nucula in Bruchstücken.
Leda aff. pellucida Phil.

Der mit dem Tegel innig verknüpfte untere marine Sand oder Grünsand von Gouze, wenn man einen Localnamen dafür gebrauchen will, bildet wohl da, wo beide Gebilde neben einander vorkommen, so bei Tüffer selbst das höhere Glied; es scheint aber wohl, als ob er hie und da auch allein auftreten und den Tegel ersetzen würde, da streckenweise von letzterem keine Spur wahrgenommen wurde, was allerdings in den naturgemäss schlechten Aufschlüssen derartiger weicher Gesteine seinen Grund haben kann. Wie dem auch sei, jedenfalls gehören beide Gebilde einem grösseren, kaum mehr unterabzutheilenden Zeitabschnitte an. An einer Stelle, und zwar über den alten Andräitagbauen im Kotredescher Thale bei Sagor folgt über dem auch hier nur theilweise noch erhaltenen Hangendmergel der Sotzkaschichten ein Gebilde, welches man direct als Grünsandtegel bezeichnen muss und das ein vollständiges Uebergangsgestein von echtem blauen Tegel zu einem Grünsande darstellt. Es ist dasselbe besonders reich an schlecht erhaltenen Einzelkorallenresten aus den Gattungen *Caryophyllia* oder *Trochocyathus*, sowie an grossen Nodosarien; ausserdem fand sich ein Lamnazahn und *Ringicula cfr. Bonelli Desh.* mit den charakteristischen zickzackförmigen Spiralstreifen und groben eingestochenen Punkten auf den Mundrändern.

Der eigentliche Grünsand der östlicheren Districte, insbesondere jener von Gouze und Hudajama, ist ein ziemlich mächtiges, dunkelgrün gefärbtes, mehr oder weniger grobklastisches Gestein, dessen Petrefacten leider der Mehrzahl nach sehr abgeriebene und abgerollte Stücke sind. Nur die Pectines und Austern pflegen besser erhalten zu sein. Ein Verzeichniss der Fauna dieses Grünsandes von der Localität Gouze gab D. Stur („Geologie der Steiermark", pag. 568, und Nachträge dazu, Verhandl. 1873, pag. 202). Die meisten der an erster Stelle angeführten Arten bezeichnet schon Stur als fraglich, und thatsächlich sind es sehr schlecht erhaltene Ueberreste, welche vielleicht auf die von Stur angeführten Arten zurückzuführen sein mögen, ohne aber dass man dies auch nur mit einiger Sicherheit behaupten könnte. Sie bleiben daher besser ganz weg. Ein Verzeichniss der Petrefacten von Gouze nach dem gesammten, mir gegenwärtig vorliegenden Materiale würde sich folgendermassen gestalten:

Pecten cfr. Holgeri Gein. Stimmt nicht vollkommen mit M. Hoernes' Beschreibung und mit verglichenen Exemplaren des Wiener Beckens (Horner Schichten), welche weit flacher sind, während die Stücke von Gouze durch ihre beträchtliche Wölbung auffallen und dadurch sich *P. Tournali Serr.* nähern, unter welchem Namen Stur die Gouzer Form auch in der That anführt (Stur's *P. latissimus* ist nur ein unbestimmbares Fragment, höchstwahrscheinlich zu der hier angeführten Art gehörend). Bekanntlich sind *P. Holgeri* und *P. Tournali* zwei nahe verwandte Formen, die sich eigentlich nur durch die verschiedene Anzahl der Rippen unterscheiden, in welcher Hinsicht überdies *P. sub-Holgeri Font.* zwischen beiden vermittelt.

Pecten pl. spec. indet., darunter eine Art mit circa 19 Rippen, deren jede fünftheilig ist.

Avicula cfr. phalaenacea Lam. Fragment eines Steinkernes.

Ostrea gingensis Schloth. spec.? und *Ostrea digitalina Eichw.*
Pectunculus spec., grosse Art, ob *P. pilosus Lam.?*
Panopaea Menardi Desh.
Venus cfr. umbonaria Lam. und andere Steinkerne grösserer und kleinerer *Venus*-artiger Bivalven.
Turritella cathedralis Brongt.
Balanen-Gehäuse und *Lamna*-Zähne.

Wenn R. Hoernes in seiner oben angezogenen Arbeit über das südsteirische Tertiär betont, dass Stur wahrscheinlich fälschlicherweise *Ostrea digitalina* von Gouze anführt, während die betreffende Art wahrscheinlich auf *O. fimbriata* zurückzuführen sei, so ist darin wohl nichts als ein frommer Wunsch, die Thatsachen möchten besser mit der Theorie übereinstimmen, zu erblicken. Was übrigens damit gewonnen sein soll, leuchtet auch nicht ein, da *O. fimbriata* nach M. Hoernes in beiden Mediterranstufen des Wiener Beckens auftritt.

Weiter im Westen lässt sich das Grünsandniveau von Gouze allenthalben, wenn auch selten mehr so typisch entwickelt, wiedererkennen; Pectines, Turritellen, Austern, Balanen sind seine häufigsten Fossilien. Eine Zusammenstellung der Fauna zu geben, scheint mir schon deshalb nicht angezeigt, weil kein einziger Fundort gründlich ausgebeutet werden konnte, sondern an den verschiedensten Punkten einzelne Arten aufgelesen wurden, so dass eine Zusammenstellung derselben unmöglich auch nur ein annähernd richtiges Bild der Gesammtfauna geben könnte. Von Einzelheiten soll das Wesentlichste weiter unten im topographischen Theile erwähnt werden. Hier sei nur bemerkt, dass die von Th. Fuchs in den Verhandlungen 1874, pag. 113, mitgetheilte Liste von Fossilien sich ohne Zweifel auf die hier besprochenen Schichten bezieht. Es stammen diese Petrefacten von der Halde des Gödeckestollens, südlich von Kotredesch, mit Ausnahme der *Isocardia subtransversa* und einer *Lucina*, welche auch Fuchs bereits, als aus höheren Schichten herrührend bezeichnet. Die Fauna wurde bereits oben im historischen Theile angeführt und bemerkt, dass die von Fuchs daran geknüpften theoretischen Schlüsse heute noch verfrüht erscheinen. Endlich sei noch bemerkt, dass die weiteren von Stur, pag. 567 ff., dem Sand- und Sandsteinniveau von Gouze parallelisirten Vorkommnisse theilweise mit voller Bestimmtheit (Sannufer südlich von Tüffer, pag. 568, 569, und St. Gertraud), theilweise mit grosser Wahrscheinlichkeit (Grakotsche, vielleicht auch der Zollikofer'sche Fundort Brezie, man vergl. hier die Angaben Zollikofer's selbst) nicht diesem, sondern jüngeren Niveaus zuzuzählen sein werden.

2. Der untere Leithakalk.

Derselbe entwickelt sich in der Gegend von Tüffer, und zwar am Nordrande der Tertiärmulde so allmälig aus dem Grünsande von Gouze und ist so wenig mächtig, dass er leicht vollständig übersehen werden kann. Erst bei Gouze südlich wird er etwas mächtiger und setzt über Werk Bresno bis Hrastnigg in ununterbrochenem Zuge fort. Der Leithakalk der Höhen zwischen Hrastnigg und Trifail muss ebenfalls

diesem Niveau zugezählt werden. Westlich von Trifail reducirt er sich wieder auf einige kalkigere Bänke an der Grenze zwischen Grünsand und Tüfferer Mergel, und im eigentlichen Sagorer Gebiete (Vine-Zug) ist er als selbstständiges Niveau nahezu nirgends mehr auszuscheiden, so dass hier die mächtiger entwickelten marinen, unteren Sande ganz allmälig in die Massen des Tüfferer Mergels übergehen. Eine Ausnahme macht möglicherweise nur die Höhe des Saviner Bergrückens; die hier auftretenden, eine linsenförmige Masse darstellenden kalkigen Gesteine dürften dem unteren Leithakalke ihrer Lagerung nach entsprechen. Näher bestimmbare Petrefacten haben sich in diesem Niveau bisher nicht gefunden.

3. Die Tüfferer Mergel.

Die Tüfferer Mergel sind die eigentlichen Repräsentanten der oberen Abtheilung des marinen Miocäns der Tüfferer Bucht, im Gegensatze zu der hauptsächlich durch die marinen Tegel und Grünsande vertretenen unteren Abtheilung. Nachdem bereits v. Zollikofer und Stur einzelne petrefactenführende Localitäten in diesem Niveau aufgefunden hatten, welche sämmtlich in nächster Nähe von Tüffer selbst liegen, hat R. Hoernes eine grössere Liste von Fossilien aus diesen Schichten bekannt gemacht, welche oben mitgetheilt wurde. Dazu kommt eine Suite von Petrefacten aus dem Wartimbergschachte bei Bresno, welche von Fuchs publicirt worden ist. Die Mergel von Tüffer sind aber nicht nur in der Umgebung dieses Ortes verbreitet, sondern treten in nahezu gleichbleibender Entwicklung und dasselbe stratigraphische Niveau innehaltend, auch westlicher, bei Doll, Hrastnigg, Trifail und Sagor auf und verbinden sich hier mit einigen anderen Ausbildungsweisen, welche erwähnt zu werden verdienen. Es sind dies vor Allem sehr milde, fast erdige, gelbliche Mergel, die erfüllt werden von *Corbula gibba Olivi.*; ferner etwas sandigglimmerige, ebenfalls sehr weiche Mergel mit zahlreichen Nuculen und Leden, sodann hellgelb bis weisslich gefärbte kalkige Mergel mit *Corbula*, *Thracia*, *Tellina* und *Lucina*, sowie zahlreichen Dentalien, und endlich in Verbindung mit den letzteren etwas festere, kalkigmergelige Gesteine, erfüllt von zahlreichen Pectines aus der Gruppe des *P. scissus Favre,* petrographisch und faunistisch vollkommen identisch mit den Baranower und Kaiserswalder Schichten Ostgaliziens, die von V. Hilber so eingehend geschildert wurden. Alle diese Gesteine bilden ein engzusammengehöriges Ganzes. Um von dieser Fauna der südsteirischen Scissus-Schichten eine Vorstellung zu geben, sei im Nachfolgenden eine Liste derselben, aus verschiedenen Fundorten combinirt, beigefügt; es wurden dabei die einzelnen, wenig von einander abweichenden, ebensowohl durch petrographische, wie durch faunistische Uebergänge verbundenen Lagen nicht auseinandergehalten:

Cancer carniolicus Bittn.
„ *illyricus Bittn.*
Buccinum cfr. costulatum Brocc.
Cerithium cfr. spina Partsch.

Natica cfr. helicina Brocc.
Dentalium cfr. entalis L.
Pecten scissus E. Favre.
„ *cfr. resurrectus Hilb.*
„ *Wulkae Hilb.*
„ *spec.* (klein, feingerippt).
Modiola spec.
Nucula spec.
Leda spec.
Isocardia cfr. cor L.
Venus multilamella Lam.?
Lucina cfr. borealis L. (oder *L. ottnangensis R. Hoern.*).
Lucina spec. indet.
Lucina oder *Diplodonta spec.?*
Cryptodon cfr. sinuosus Don.
Tellina spec. (*aff. ottnangensis R. Hoern.*).
Corbula gibba Ol.
Thracia cfr. ventricosa Phil.
Terebratula spec. (klein, glatt).
Bryozoën, Celleporen.
Foraminiferen, besonders zahlreiche *Miliolideen.*
Lithothamnien.
Pflanzenreste.

Wie aus diesem Verzeichnisse hervorgeht, ist die Fauna eine recht indifferente; das Interessanteste daran sind wohl die Beziehungen zu den ostgalizischen Scissusschichten, mit welchen nicht nur eine nahezu vollkommene Uebereinstimmung im Gesteinscharakter besteht, sondern welche auch mit den hier besprochenen Einlagerungen der Tüfferer Mergel eine ganze Reihe von Arten, darunter die bezeichnendsten Pectenformen, gemeinsam haben. Eine weitere Beziehung scheint zu existiren zwischen ihnen und jenen obersten Niveaus des marinen Miocäns von Fünfkirchen und Hidas, deren grosse Verbreitung Boeckh (geologische und Wasserverhältnisse der Stadt Fünfkirchen, 1881) betont, und welche hauptsächlich durch *Buccinum costulatum*, *Corbula gibba*, *Rissoa Lachesis* etc. gekennzeichnet werden.

4. Der obere Leithakalk.

Das marine Miocän schliesst, insbesondere im Westen, gegen die jüngeren Bildungen mit einer abermaligen Entwicklung von Leithakalkgebilden ab. Diesem jüngeren Niveau des Leithakalkes gehören die im Mediathale oberhalb Sagor auftretenden Leithakalke an, welche gegen Osten hin, in der Richtung von Vine, allmälig innerhalb der sie umgebenden Bildungen sich auszuspitzen scheinen. In der Fortsetzung dieser Leithakalkzüge liegen — höchstwahrscheinlich als verstürzte Reste derselben zu deuten — zwei kleine Vorkommnisse von Nulliporenkalken am rechten Ufer des Kotredeschbaches genau in der Mitte zwischen den nördlichen und südlichen Kohlenausbissen der Hauptmulde. Diese Vorkommnisse sind deshalb von Interesse, weil in

Verbindung mit dem nördlichen derselben ein Gestein auftritt, das in ähnlicher Weise wie die Scissusschichten der Tüfferer Mergel lebhaft an ostgalizische Vorkommnisse erinnert. Es sind die von Dr. Hilber so oft erwähnten Ervilienschichten. Das Gestein von Sagor ist hell, abfärbend, sehr fein oolithisch, und enthält folgende Fauna:

Ervilia cfr. pusilla Phil. s. h.

Cardium aff. obsoletum Eichw., wahrscheinlich vollkommen identisch mit der Form, die Hilber aus den Ervilienschichten Ostgaliziens anführt.

Modiola aff. Volhynica Eichw., die wenigen Exemplare einer Modiola aus diesem Gesteine stimmen, wie es scheint, mit der genannten sarmatischen Art besser überein, als mit der von Hilber aus den ostgalizischen Ervilienschichten citirten *Modiola Hoernesi Reuss.*

Ohne behaupten zu können, dass diese Ervilienschichten von Sagor einem bestimmten Niveau im obersten marinen Miocän entsprechen, möchte ich doch die Wahrscheinlichkeit betonen, dass sie in diesen oberen marinen Lagen etwa die Stelle einnehmen mögen, welche gewissen im Osten auftretenden Bildungen von ähnlicher stratigraphischer Position zukommt. Es sind dies Schichten, die in Lagerung und Fauna unverkennbar Uebergangsgebilde zwischen den marinen und den sarmatischen Ablagerungen darstellen. Es wurde bereits hervorgehoben, dass im Osten, speciell bei Hrastnigg, Doll, Bresno und Tüffer, und hier speciell im Nordflügel des Beckens der obere Leithakalk fehlt oder doch nur spurenweise vorhanden ist. Im Südflügel scheinen allerdings stellenweise zwei Leithakalkniveaus aufzutreten, insbesondere in der Gegend von St. Nikolai-Laschische, südlich von Tüffer. Als Rudimente des oberen Leithakalkes im Nordflügel der Tüfferer Bucht möchte ich jene Bildungen auffassen, welche im Süden von Tüffer am rechten Ufer der Sann zwischen Strasse und Fluss aufgeschlossen sind, schon von Zollikofer erwähnt wurden, von Stur (Geol. d. St., pag. 568) auf ihre Petrefactenführung untersucht und neuerlich auch von R. Hoernes besprochen wurden. Sowohl Stur als Hoernes halten dafür, dass dieses Gestein, dessen Charakter übrigens Hoernes richtiger beschreibt, mit den tieferen Grünsanden von Gouze zusammenfalle, was ich nach den von mir gemachten Erfahrungen schon deshalb bezweifle, weil das Vorkommen viel zu weit südlich liegt, als dass es mit dem in steiler Schichtstellung knapp südwestlich vom Tüfferer Bräuhause herausstreichenden Gouzer Grünsandzuge, im Süden von welchem sowohl auf der rechten, als auf der linken Thalseite die mächtigen Tüfferer Mergel folgen, identificirt werden könnte. Die Sandgebilde, die südlicher — im Hangenden — folgen, gehören aber nicht dem Gouzer Grünsande an, sondern dem innersten sarmatischen Kerne der Mulde. Der ganzen Lagerung nach kann dieses Vorkommen demnach nur dem oberen Leithakalkniveau — vielleicht als local auftretende, linsenförmige Masse — angehören, was auch mit Zollikofer's Profile vollständig harmonirt. Diese Schichten selbst fallen in SW, weiter südlich viel flacher als in ihren nördlicheren Partien.

Die Fauna dieser Schichten, welche aus einem nulliporenreichen Gruse mit zahlreichen fremden Geröllen gebildet werden, ist nach noch-

maliger Durchbestimmung des in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt vorhandenen, leider sehr schlecht erhaltenen Materiales folgende:

Turritella bicarinata Eichw.
Cerithium pictum Bast.
" *rubiginosum Eichw.*
Melania Escheri Brgt. cfr.
Lucina columbella Lam.
Cardium spec. aff. obsoleto Eichw.
Arca diluvii Lam. cfr.
Pectunculus pilosus L.
Ostrea spec.

Von dem Vorkommen der übrigens von Stur selbst mit einem Fragezeichen angeführten *Cardita Jouanetti Bast.* habe ich mich nicht überzeugen können, noch weniger vermag ich die Consequenzen zu würdigen, die daraus hervorgehen würden, wenn diese *Cardita* die *C. Zelebori* wäre, wie R. Hoernes mit Sicherheit behaupten zu können glaubt.

Ein dem hier besprochenen Vorkommen ähnliches Gestein fand ich weiter westlich, und zwar im Osten unterhalb des Dorfes Unitschno auf bedecktem Terrain, entweder im Hangenden der nördlich davon schön aufgeschlossenen Tüfferer Mergel, oder doch deren obersten Partien angehörig, in zahlreichen losen Blöcken umherliegend, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit aus den benachbarten Feldern herausgearbeitet worden waren. Das Gestein ist grau, kalkigmergelig, dickplattig, führt hie und da Nulliporen- und Geröll-Einschlüsse und bildet petrographisch eine Art Mittelding zwischen dem vorher erwähnten Vorkommen von Tüffer und einem gleich zu erwähnenden im Thale von Bresno. Es fanden sich unterhalb Unitschno in diesem Gesteine:

Phasianella spec., mit feinen Farbenstreifen wie *Ph. Eichwaldi*, aber in der Form nicht ganz übereinstimmend.
Cardium spec. cfr. obsoletum Eichw.
Modiola spec. cfr. volhynica Eichw. (gleich der später zu erwähnenden Art von Bresno).
Arca cfr. diluvii Lam.
Cerithium aff. rubiginosum Eichw., zu *C. minutum Serr.* hinneigend.
Cerithium cfr. spina Partsch.
Verkohlte Pflanzenreste.

Ganz nahe östlich unterhalb dieses Vorkommens finden sich im Graben von Bresno, im Süden der Kohlenwerke, ebenfalls in bereits höherem Niveau des Tüfferer Mergels, Bänke und Lagen eines plattigen Mergels, der eine ganz bemerkenswerthe Fauna führt. Die häufigsten, ganze Schichtflächen überdeckenden Arten sind:

Rissoa Lachesis Bast.
Modiola volhynica Eichw. (nach einem Vergleiche mit Exemplaren dieser Art von Wiesen schwerlich von der sarmatischen Form zu trennen).

Cardium cfr. obsoletum Eichw. (äusserst nahestehend der gewölbten Form von Wiesen, die einen Seitenkiel besitzt).

Seltener treten auf:

Trochus spec., ziemlich hochgethürmte Form mit 8—9 Spirallinien.

Modiola aff. marginata Eichw., eine feinverschwommen gestreifte Art.

Glatte Bivalven, darunter *Ervilia spec.*

Vermetus spec.

Kohlige Pflanzenreste.

Genau dieselben Lagen mit derselben Fauna findet man wieder am Anstiege vom Tüfferer Friedhofe gegen St. Christoph. Auch hier liegen die Rissoen, Cardien, Trochus, Ervilien häufig darin, die bei Bresno in zahlreichen Exemplaren auftretende Modiola dagegen erscheint nur sehr vereinzelt. Auch hier ist die Lagerung in den hangendsten Partien der Tüfferer Mergel ganz klar. Man könnte die Fauna dieser Schichten fast als sarmatisch bezeichnen. Damit sind aber die Verknüpfungspunkte der oberen Tüfferer Mergel mit den höher folgenden, sicher sarmatischen Schichten noch nicht erschöpft. Es treten nämlich in den obersten Tüfferer Mergeln an der Grenze gegen das Sarmatische, die keineswegs als eine scharfe bezeichnet werden kann, plattige hellgelblich, weisslich oder lichtgrau gefärbte kalkige Mergel auf, die besonders reich zu sein pflegen an verdrückten Schalenexemplaren sehr dünnschaliger, Tellinaartiger Bivalven, welche höchst wahrscheinlich dem Genus *Syndosmya* zufallen und in einzelnen Stücken, was Grösse und Umriss anbelangt, von *Syndosmya apelina Ren.* bei M. Hoernes nicht zu unterscheiden sind. Diese Syndosmyen führenden Lagen scheinen an einzelnen Stellen mit Bestimmtheit noch dem obersten Niveau der Tüfferer Mergel anzugehören, an anderen Stellen dagegen bleibt man völlig im Zweifel, ob man sie noch diesem oder bereits dem Sarmatischen zuzählen solle, während an noch anderen Orten dieselben aller Wahrscheinlichkeit nach dem Sarmatischen zugerechnet werden müssen. An derselben Stelle, von welcher soeben die rissoen- und modiolenführenden Mergel von Bresno angeführt wurden, am Anstiege vom Tüfferer Friedhofe gegen St. Christoph treten, nur in ein wenig hangenderen Schichten, auch die Syndosmyenmergel auf; neben der Syndosmya erscheint ein Cardium von eigenthümlichem Aussehen; das Mittelfeld seiner Schalen ist nämlich rippenlos, und nur die beiden Seiten tragen Rippen in geringer Zahl, oder die Rippen des Mittelfeldes treten in der Zahl von zwei oder drei, doch äusserst schwach entwickelt auf, wodurch sich diese Form ganz ausserordentlich dem von R. Hoernes Jahrbuch XXIV. 1874, Tab. III, Fig. 2 aus dem sarmatischen Tegel von Thallern beschriebenen *Cardium plicatum Eichw. var.* nähert.

Doch ist zu bemerken, dass die Rippen nicht schneidend und scharf, wie bei *C. plicatum*, sondern flach und kantig wie bei *obsoletum Eichw.* sind, so dass man eher an eine Verwandtschaft mit dieser Art oder *C. Suessii Barb.* zu denken hätte. Dieses Cardium begleitet die vorerwähnte Syndosmya auch an anderen Punkten, so an einer Stelle in den Hohlwegen westlich ober der Kohlenwerksdirection Hrastnigg; ebenso auf den Höhen südöstlich unterhalb Plesko, welche beiden Stellen ich ebenfalls noch dem obersten Tüfferer Mergel zuzählen möchte.

Bei Hrastnigg, an dem ersten der beiden Punkte, liegen neben der häufigen Syndosmya und dem erwähnten Cardium (hier recht gut erhalten, mit einer oder zwei Rippen gegen vorn, 4—5 gegen rückwärts, Mittelfeld rippenlos oder mit äusserst schwachen Andeutungen von 2—3 Rippen) auch Fragmente anderer Cardien im Gestein, ausserdem kleine, verdrückte Gasteropoden, Ostracoden, Fischschuppen und Pflanzenreste. Ganz ähnliche Gesteine mit analoger Fauna scheinen auch ausserhalb der Tüfferer Bucht weit verbreitet zu sein; so zeigte mir Herr Oberbergrath Stur solche von Gran und Tokaj mit einer ganz ähnlichen oder identischen syndosmyaartigen Bivalve, einem dreirippigen Cardium und Cardien aus der Verwandtschaft des *C. plicatum*, ganz ähnlich solchen, wie sie später aus sicher sarmatischen Schichten der Tüfferer Bucht angeführt werden sollen. Die Syndosmya oder eine kaum zu unterscheidende Form liegt ferner in der Sammlung der Reichsanstalt in einem Tegel, der über dem Leithakalke des Kaisersteinbruchs im Leithagebirge auftritt und vielleicht bereits sarmatisch ist, sowie aus sicher sarmatischem (Hernalser) Tegel von Hernals selbst. Wie sich die neuerdings von den ungarischen Geologen aus südungarischen sarmatischen Ablagerungen häufig citirte *Syndosmya reflexa Eichw.* zu der Tüfferer Art verhält, bin ich nicht in der Lage zu beurtheilen.

Wir können nunmehr, nachdem betont worden ist, dass man keine feste Grenze weder petrographisch, noch paläontologisch, der marinen Miocänbildungen der Tüfferer Bucht gegenüber den jüngsten sarmatischen Ablagerungen daselbst zu ziehen im Stande sei, zur Besprechung dieser obersten Bildungen übergehen.

II. Brackische (sarmatische) Miocänbildungen.

Den sarmatischen Ablagerungen fallen jene innersten Bildungen der Tüfferer Bucht zu, welche schon Zollikofer ihrer petrographischen Beschaffenheit nach von den übrigen Tertärbildungen getrennt und ihrer Lagerung nach als oberstes Glied, seine vierte Gruppe, ganz richtig in der Erstreckung von St. Christoph bis über Sta. Gertraud westlich ausgeschieden hatte, obschon er Petrefacten aus diesen Schichten nicht kannte. Ich habe schon bei anderer Gelegenheit hervorgehoben, dass Stur in Folge ungünstiger Umstände, vor Allem wegen zu geringen Zeitaufwandes, nicht im Stande gewesen war, diese durch Zollikofer gegebenen Andeutungen weiter zu verfolgen, und dass daher seine Karte im Inneren der Tüfferer Bucht sarmatische Bildungen nicht verzeichnet. Bei meinen Begehungen war ich in der Lage, diese Ablagerungen nicht nur in der Gegend von Tüffer nachzuweisen, ich konnte sie auch weit in das Innere der Bucht hinein, bis über Schloss Gallenegg nach Westen verfolgen, und zweifle nicht daran, dass sie auch noch bis in den innersten Winkel dieser Tertiäreinbuchtung vorgedrungen sein werden, da sie ja aus dem benachbarten grossen Cillier Becken bis nach Stein in Krain hineinreichen, von wo sie Hilber nachwies. Die Gesteine der sarmatischen Schichten der Tüfferer Bucht bestehen zu tiefst aus weichen Mergeln in Verbindung mit sandigen und groben Conglomeratbänken, sowie aus Bänken voll Nulliporenzerreibsel, gegen

oben werden die weicheren Lagen immer ausschliesslicher herrschend, und endlich geht die ganze Masse in einen fetten blauen oder gelblichbraunen Tegel über, welcher sonach das jüngste der im Inneren der Tüfferer Bucht auftretenden Tertiärglieder darstellt. Noch jüngere, etwa der Congerienstufe angehörende Ablagerungen sind in dem von mir begangenen Gebiete nirgends beobachtet worden, dürften auch schwerlich mehr vorhanden sein.

Die Fauna, welche bisher aus sicher sarmatischen Ablagerungen der inneren Tüfferer Bucht, ohne Rücksichtnahme auf deren facielle Unterschiede, vorliegt, ist folgende:

Buccinum duplicatum Sow.
Murex sublavatus Bast.?
Cerithium pictum Bast., einzelne Stücke ungewöhnlich gross.
„ *pictum Bast. var.*, eine ganz merkwürdig kurze Form.
„ *rubiginosum Eichw.*
„ *nodosoplicatum* Hoern.
„ *disjunctum Sow.*, sowohl die drei-, als die vierreihige Form.
„ *Pauli* R. Hoern.
„ *scabrum Olivi?* fragliches Bruchstück.
Melania Escheri Brongt. cfr.
Trochus spec. (Brut.)
Paludina (*Hydrobia*) *pl. spec.*, darunter *P. aff. acuta Drap.*
Neritina picta Fér.
„ *Grateloupana Fér.*
Bulla Lajonkaireana Bast.?

Cardium obsoletum Eichw., in verschiedenen Abarten, darunter einzelne Exemplare vollkommen übereinstimmend mit der von R. Hoernes im Jahrbuch 1875, Taf. II, Fig. 20 abgebildeten Form von Hafnerthal in Südsteiermark, andere sehr nahestehend oder identisch mit *C. protractum Eichw.* und *C. ruthenicum Hilb.*

Cardium aff. Suessii Barb.

„ *plicatum Eichw.*, zum Theile sehr gut übereinstimmend mit dem *C. plicatum* des sarmatischen Tegels von Thallern bei Mödling. Auch im sarmatischen Muscheltegel von Wien, beispielsweise in tiefen Lagen des Brunnens Mollardgasse 13, Gumpendorf (vergl. Fuchs, Jahrbuch XXV, pag. 38) haben sich vollkommen übereinstimmende Formen gefunden.

Mactra podolica Eichw.,
Tapes gregaria Partsch.,
Ervilia podolica Eichw., } in zerdrückten Steinkernen, stellenweise massenhaft.

Syndosmya aff. apelina Ren., die bereits oben aus dem obersten Tüfferer Mergel erwähnte Art.

Solen cfr. subfragilis Eichw., sehr klein.
Modiola cfr. marginata Eichw. Brut.
Ostrea gingensis Schloth. var. sarmatica?
Fischschuppen.
Blattreste.

Wie aus vorangehendem Verzeichnisse ersichtlich ist, sind die bezeichnendsten sarmatischen Arten mit geringen Ausnahmen, unter denen besonders die *Trochus*-Arten zu erwähnen sind, auch in den sarmatischen Schichten des Tüffer-Sagorer Tertiärs vertreten. Ich glaube deshalb und weil diese Schichten als ansehnlich mächtiger Complex über der Gesammtmasse des übrigen Miocäns der Tüfferer Bucht, zugleich das jüngste Glied derselben bildend, lagern, dass man nicht den mindesten Grund habe, denselben ein anderes Alter als eben jenes der sarmatischen Stufe zuzuschreiben. Sowie man dies zugibt, muss man aber auch in Anbetracht der gleichförmigen Ueberlagerung der nächsttieferen marinen Miocänbildungen durch dieselben und in Anbetracht des Umstandes, dass die obere Grenze der marinen Schichten gegen das Sarmatische in keiner Weise eine scharfe ist, einen Rückschluss auf das Alter dieser marinen Miocänbildungen statthaft finden. Ich bemerke hier vorgreifend, dass die sarmatischen Bildungen der Tüfferer Bucht sich auch in ihrer Schichtstellung aufs Engste an die marinen Miocänbildungen anschliessen, so dass da, wo diese senkrecht oder doch sehr steil aufgerichtet sind, wie zumeist im Nordflügel der Mulde, auch die sarmatischen Bildungen an dieser Aufrichtung in ganz übereinstimmender Weise theilgenommen haben. Man hat es also nicht etwa mit unregelmässig vertheilten Lappen und Resten einer ehemals bestandenen, transgredirenden sarmatischen Bildung zu thun, sondern mit einer regelmässigen, ununterbrochenen Schichtfolge, welche aus den marinen in die sarmatischen Ablagerungen fortsetzt, was mit besonderer Berücksichtigung einer Aeusserung von R. Hoernes hervorgehoben sei, welcher gelegentlich bemerkt, dass auch das Auftreten von sarmatischen Schichten in der Gegend von Tüffer nichts ausserordentlich Befremdendes hätte nach dem, was man sonst über das Transgrediren der sarmatischen Stufe wisse! Hiebei beruft er sich auf die von Stur angeführten Funde von *Cerithium pictum* und *rubiginosum*, die zum Theile auch meiner Meinung nach aus dem sarmatischen Complexe (so beispielsweise der Fund von Sta. Gertraud, pag. 569), zum Theile wenigstens aus den Grenz- und Uebergangsschichten stammen werden.

Versuch einer Parallelisirung der Miocänablagerungen von Tüffer-Sagor mit denen gleichaltriger österreichischer Tertiärgebiete.

Es ist soeben darauf hingewiesen worden, dass die sarmatischen Schichten der Tüfferer Bucht bei concordanter Ueberlagerung in allmäligem Uebergange aus den vorangehenden marinen Miocänablagerungen sich entwickeln, und dass dieselben in gleicher Weise von der Gebirgsaufrichtung betroffen wurden, wie das unterlagernde marine Miocän selbst. Da nun R. Hoernes, wie oben bei Besprechung seiner Arbeit über das südsteirische Miocän hervorgehoben wurde, annimmt, die ältere Mediterranstufe liesse sich in Südsteiermark durch den Umstand sicher erkennen, dass dieselbe aufgerichtet worden sei, während die jüngere Mediterranstufe draussen in der Ebene und im Grunde breiter Buchten in ungestörter Lagerung sich ausbreite, so liegt, vor-

ausgesetzt, dass R. Hoernes mit dieser Annahme recht hätte (was allerdings noch ganz unerwiesen ist, wie gezeigt wurde), der Schluss unmittelbar bei der Hand, dass man es in den Bildungen von sarmatischem Charakter, welche sich in der Tüfferer Bucht so allmälig aus den aufgerichteten „älteren Mediterranschichten" entwickeln, gar nicht mit wahren sarmatischen Schichten zu thun habe, sondern mit einer älteren brackischen Stufe, für welche als Aequivalent wohl zunächst an gewisse brackische Uebergangsschichten zwischen dem niederösterreichischen Schlier und dem sogenannten Grunder Niveau gedacht werden könnte. Nun ist der sarmatische Charakter der Tüffer-Sagorer sarmatischen Schichten allerdings ein so ausgesprochener, dass man dann ganz ruhig behaupten darf, man habe es hier mit einer älteren sarmatischen Stufe zu thun, im Gegensatze zu der jüngeren sarmatischen Stufe und als Seitenstück zu der älteren Mediterranstufe.

Man hätte dann für steirische Verhältnisse folgendes Schema:

Tüfferer Bucht	Gratzer Bucht
Lücke	4. Jüngere sarmatische Stufe.
	3. Jüngere Mediterranstufe.
2. Aeltere sarmatische Stufe.	. . . . . . Lücke.
1. Aeltere Mediterranstufe.	

Es ergibt sich dann allerdings das auffallende Factum, dass die ältere Mediterran- und ältere sarmatische Stufe einerseits, die jüngere Mediterran- und jüngere sarmatische Stufe andererseits einander gegenseitig ausschliessen würden, und es läge bei Betrachtung obenstehenden Schemas der Gedanke sehr nahe, ob man da nicht den bekannten Satz „Zwei Grössen einer dritten gleich, sind unter einander gleich", anwenden dürfe? Ich glaube indessen nicht, dass man ernsthafterweise die sarmatischen Bildungen von Tüffer-Sagor für etwas anderes als für ein wahres Aequivalent der echten sarmatischen Schichten halten könne. Ist man aber darüber einig, so muss consequenterweise ein Schluss auf das Alter des ihnen untergelagerten marinen Miocäns zugelassen werden, und derselbe wird dann wohl nur dahin lauten können, dass die nächst tieferen Schichten der jüngeren Mediterranstufe angehören müssen.

Das betrifft nun in erster Linie den Complex der Tüfferer Mergel, denn es ist wohl nicht nur unstatthaft, sondern überhaupt ganz unmöglich, linsenförmig sich einschaltende und wieder ausspitzende Gesteinszüge, wie die Leithakalke der Tüfferer Bucht, zu bestimmten Niveaus stempeln und bei Parallelisirungen mit ihnen rechnen zu wollen. Da sich nun auch kein Anhaltspunkt zeigt, um im Complexe des Tüfferer Mergels eine weitere Unterabtheilung durchzuführen, so wird es wohl am gerathensten sein, zunächst diese Tüfferer Mergel ihrer ganzen Masse nach als der jüngeren Mediterranstufe zufallend zu erklären. Es bleiben demnach gegen abwärts noch die Sande von Gouze und der marine Tegel als mögliche Vertreter der übrigen österreichischen Miocänhorizonte.

Die gegenwärtig angenommene Reihenfolge dieser ist aber (von unten nach aufwärts) folgende:

1. Schichten von Molt,
2. Schichten von Loibersdorf,
3. Schichten von Gauderndorf,
4. Schichten von Eggenburg,
5. Schlier von Ottnang,
6. Schichten von Grund,
7. Schichten von Baden, Pötzleinsdorf, Gainfahrn, jüngerer Leithakalk etc.

Sehen wir von den Schichten von Molt ab, für welche R. Hoernes eine Vertretung in den oberen, marinen Hangendmergeln der Sotzkaschichten im Osten der Tüfferer Bucht gefunden zu haben glaubt, und lassen wir auch die Loibersdorfer Schichten ausser Betracht, von denen Hoernes annimmt, dass sie in der Tüfferer Bucht möglicherweise nicht vertreten seien, so bleiben immer noch die Gauderndorfer und Eggenburger Schichten, der Schlier und die Grunder Schichten, welche eine Gleichstellung mit Niveaus der Tüfferer Bucht verlangen. Man könnte nun allerdings sagen, dass ja, gleich den Loibersdorfer Schichten, nicht alle diese Horizonte vertreten sein müssen, aber wenn man das zugeben würde, so wäre ja die Bedeutung solcher Schichten, als selbstständiger stratigraphischer Horizonte, mehr als in Frage gestellt. Auch könnte man ferner darauf hinweisen, dass ja von Fuchs und R. Hoernes die Gauderndorfer und Eggenburger Schichten zu einem Horizonte zusammengezogen werden, dem meist auch noch der Schlier als dritte Facies zugerechnet zu werden pflegt.

Dem wäre aber entgegenzuhalten, dass Suess, der ja diese Etagen aufstellte, meines Wissens diesen Fuchs-Hoernes'schen Neuerungen sich keineswegs angeschlossen hat, daher wohl auch heute noch alle jene Horizonte als aufrecht bestehend betrachtet. Setzen wir also den

Schichten von Gauderndorf	die Schichten des marinen Tegels und
„ „ Eggenburg	die Grünsande von Gouze
„ des Schliers	
„ von Grund	

in der Tüfferer Bucht, Ganzes gegen Ganzes, gegenüber, so entsteht die Frage, welchergestalt man sich eine Parallelisirung denken solle. Es könnte ja ganz gut der Fall sein, dass die marinen Tegel und Grünsande der Tüfferer Bucht zusammen nur den Grunder Schichten entsprechen würden, die ja gegenwärtig immer mehr und mehr als ein sebstständiges, weitverbreitetes Niveau betrachtet werden, und dann bliebe für den Schlier, die Eggenburger und Gauderndorfer Schichten keine Vertretung. Eine derartige Ansicht würde auch ganz und gar nicht ohne jede Begründung dastehen. Betrachtet man die mannigfaltige Ausbildung und Gliederung der sammt und sonders der zweiten Mediterranstufe zugezählten Ablagerungen des inneralpinen Wiener Beckens, die ja nicht nur in horizontaler, sondern auch in verticaler Richtung mancherlei facielle Unterschiede zeigen, und erwägt man die bedeutende Mächtigkeit derselben (der Badener Tegel allein wurde nach Karrer bei Vöslau in einem Brunnen von 500′ Tiefe noch nicht durchsunken!), so wird man zum mindesten die Möglichkeit zugeben können,

dass auch die Gesammtmächtigkeit der Tüfferer Tertiärablagerungen, zumal es sich ja nur mehr um die nicht besonders mächtigen beiden untersten Glieder handelt, der jüngeren Mediterranstufe allein angehören könne. Dazu kommt der Umstand, dass ja auch in der Grazer Bucht eine gewisse verticale Gliederung der dortigen, dem jüngeren Mediterran-Niveau zugezählten Miocänablagerungen erkennbar ist, wie Stur und Hilber gezeigt haben. Die Sande von Hassreith, der Tegel von St. Florian und der Mergel von Pöls werden hier als unterer (Grunder) Horizont dem oberen Sande, Schotter und Leithakalke gegenübergestellt. Wenn man also in dem marinen Tegel und Grünsande der Tüfferer Bucht zunächst etwa Aequivalente dieser mittelsteirischen „Schichten von Grund“ sehen wollte, aus dem bisher vorliegenden paläontologischen Materiale liessen sich schwerlich Gründe dafür ableiten. Dann fehlt uns aber, wie schon bemerkt, die ältere Mediterranstufe in der Tüfferer Bucht. Es ist vielleicht nicht unangezeigt, auch das bekannte Profil von Radoboj hier in Vergleich zu ziehen, welches so wenig entfernt ausserhalb der Tüfferer Bucht und in der Fortsetzung ihrer Ablagerungen liegt, dabei eine so grosse Uebereinstimmung mit der Tüffer-Sagorer Schichtfolge zeigt, dass dieselbe schon von Morlot hervorgehoben wurde (citirt oben in der historischen Einleitung). Man vergleiche hierüber auch die neueren Mittheilungen von Paul in den Verhandlungen 1874, pag. 223, Pilar in den Verhandlungen 1877, pag. 99, Kramberger in Mojsisovics' und Neumayr's Beiträgen zur Paläontologie Oesterreich-Ungarns, und Pilar's *Flora fossilis Susedana*, Agram 1883. Es geht aus allen diesen Mittheilungen übereinstimmend mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass die nahezu allerorten mit grosser Constanz auftretende Schichtfolge des kroatischen Tertiärs in der That ganz genau, wie schon Morlot annimmt, der Schichtfolge des Tüfferer Beckens entspricht, so dass:

die Liegendschichten des Leithakalkes von Radoboj	=	dem marinen Tegel und Grünsande
der Leithakalk selbst	=	dem unteren Leithakalke von Tüffer
die grauen Mergel mit den Schwefelflötzen, den Pflanzen u. Insecten	=	den Tüfferer Mergeln
die weissen sarmatischen Mergel	=	den sarmatischen Schichten von Tüffer

parallelisirt werden können, und dass, wie Kramberger und Pilar mit Bestimmtheit behaupten, zwischen dem oberen marinen Miocän und den sarmatischen Schichten in Kroatien ebenso wenig eine scharfe Grenze existirt, wie bei Tüffer. Wenn Paul nun überdies (Jahrbuch 1874, pag. 320 ff.) beim Vergleiche der westslavonischen und nordkroatischen Tertiärgliederung hervorhebt, dass unter jenem Leithakalk in Westslavonien nach Stur Tegel vom Alter des Badener Tegels liegt, während im Warasdiner Comitate unter demselben Leithakalke Horner Schichten auftreten, so würde man darin wohl nur ein weiteres Beispiel zu der Thatsache haben, dass ältere und jüngere Mediterranablagerungen sowohl bezüglich ihrer Fauna, als auch bezüglich ihrer Lagerung nicht überall mit Leichtigkeit getrennt werden können. Etwas ganz Aehnliches führt auch Stur im Jahrbuch 1863 aus



Kroatien an (pag. 517). Solche Fälle dürften übrigens von unseren Tertiärpaläontologen möglicherweise derart erklärt werden, dass jener Tegel von Benkovac in Westslavonien äquivalent dem „Badener Tegel“ des „Schliers“ von Sciolze (vergl. Fuchs, Studien über die Gliederung der jüngeren tertiärbildungen Oberitaliens, pag. 55) sein könne. Das gibt dann zugleich ein schönes Seitenstück zu dem „Schlier“ des „Badener Tegels“ von Galizien und bei Tüffer!

Radoboj ist bekanntlich eine der am öftesten genannten Localitäten für das Vorkommen des „Schliers“. Fuchs führt noch 1877 („Führer zu den Exc. d. deutschen geol. Gesellschaft“, pag. 93) die Flora von Radoboj als Beispiel der Flora der älteren Mediterranstufe oder des „Schliers“ an, obschon er in derselben Arbeit, pag. 50, angibt, dass nur die tieferen Schichten von Radoboj der ersten Mediterranstufe angehören [1]), welcher ja auch Fuchs den „Schlier“ zuzählt. Nun ist aber merkwürdigerweise selten eine Thatsache mit so grosser Uebereinstimmung von allen Autoren seit den ältesten Zeiten österreichischer Geologie bis auf unsere Tage constatirt worden, als wie jene, dass die Radobojer Pflanzen aus den obersten, noch gerade mit knapper Noth den marinen Miocänablagerungen beizuzählenden Schichten (man vergl. Morlot im Steierm. geogn.-mont. Verein II. 1873, pag. 23, und Paul, Verhandl. 1874, pag. 223) stammen, weshalb sich selbst R. Hoernes (Jahrb. 1875) veranlasst sah, die Suess'sche Ansicht vom Schlieralter der pflanzen- und insectenführenden Mergel von Radoboj aufzugeben und die muthmasslichen Aequivalente des „Schliers“ bei Radoboj unter dem dortigen Leithakalke zu suchen, den er, wie es scheint, ebenfalls noch für jungmediterran hält, was unter Voraussetzung der Richtigkeit obiger Parallelisirung von Tüffer und Radoboj auch nicht zu Gunsten der von R. Hoernes vertretenen Anschauungen über das Alter der Schichten in der Tüfferer Bucht spricht. Der Tüfferer „Schlier“ und der ehemalige Radobojer „Schlier“ (im Sinne von Suess und Fuchs) sind wohl eben dasselbe! Für Radoboj dürfte trotz der oben citirten Fuchs'schen Ansicht vom Alter der Radobojer Flora [2]) die Thatsache heute als feststehend gelten, dass die pflanzen- und insectenführenden Mergel nicht einem unter dem Leithakalke liegenden Aequivalente „älterer Mediterranschichten“, sondern zum mindesten den allerjüngsten miocänen Marinablagerungen zufallen, wenn man dieselben nicht bereits, wie Paul es thut, für untersarmatisch halten will. Würde man aber diese Schichten direct als Aequivalente der Tüfferer Mergel betrachten dürfen, so wäre zugleich die grösste Uebereinstimmung erreicht mit den phytopaläontologischen Resultaten, zu denen

[1]) Auf diese merkwürdigen Inconsequenzen in der Deutung des Profils von Radoboj weist schon F. v. Hauer in seiner Geologie, 2. Aufl. 1878, pag. 651 hin!

[2]) Ein merkwürdiges Seitenstück zu diesen, mit den beobachteten Thatsachen im crassesten Widerspruche stehenden, rein subjectiven Deutungen besteht in der Literatur der österreichischen Gosauablagerungen. Hier war es trotz der eingehenden Untersuchungen und übereinstimmenden Publicationen von Sedgwick und Murchison, Czížek, Zittel, v. Hauer u. A. dennoch möglich, dass Prof. Suess (im Quart. Journ. geol. Soc. London 1881, vol. XXXVII.), ohne Rücksichtnahme auf die reiche, bereits bestehende Literatur, Ansichten über die Schichtfolge der Gosauablagerungen der „Neuen Welt“ mittheilen konnte, die nur in der Theorie begründet sein können.

insbesondere v. Ettingshausen gelangt ist. Man wird aber jedenfalls, auch von den Verhältnissen des Tertiärs von Radoboj, Podsused etc. ausgehend und auf die Tüfferer Bucht rückschliessend, die Vermuthung aussprechen können, dass eventuelle Aequivalente der „älteren Mediterranschichten" nur in den tiefsten marinen Miocänablagerungen der Tüfferer Bucht zu erwarten sind, wenn diese nicht etwa noch wahrscheinlicher als Vertretung der mittelsteirischen „Grunder Schichten", also der unteren Niveaus der jüngeren Mediterranstufe, gedeutet werden müssen. Auf jeden Fall kann man gegenwärtig behaupten, dass die vorliegenden Thatsachen nicht ausreichen, um eine exacte Parallelisirung der marinen Miocänbildungen von Tüffer-Sagor mit anderen gleichaltrigen Ablagerungen durchführen zu können, und dass das Einzige, was mit einiger Sicherheit behauptet werden kann, darin besteht, dass die Tüfferer Mergel nach ihrer Lagerung als oberste Niveaus des marinen Miocäns von Tüffer wohl der jüngeren Mediterranstufe des Wiener Beckens zufallen müssen. Geht man von dieser Gleichstellung aus, so gelangt man zu denselben Resultaten, zu denen Hilber bei Bearbeitung des ostgalizischen Miocäns gelangte, das heisst, die Stellung des „Schliers" innerhalb der ersten Mediterranstufe wird unsicher, sobald man mit R. Hoernes die Ansicht vertritt, dass der Tüfferer Mergel und der „Schlier" äquivalent seien. Man könnte allerdings die Consequenzen dann noch weiter treiben und, mit R. Hoernes den Schlier nur als Facies der oberen „Zone" der älteren Mediterranstufe ansehend, auch diese Stufe in ihrer Gesammtheit für unhaltbar erklären; aber das wäre gegenwärtig wohl umsomehr zu weit gegangen, als ja nicht alle Anhänger der beiden Mediterranstufen über die faciellen Verhältnisse innerhalb der älteren Mediterranstufe in Uebereinstimmung sich befinden, insbesondere Suess selbst, wie bereits hervorgehoben wurde, seine älteren Ansichten über die Aufeinanderfolge der verschiedenen Glieder der Horner Schichten als altersverschiedener Horizonte auch heute noch aufrecht zu erhalten scheint. Nun ist es allerdings nicht schwer, einzelne Localitäten oder Faunenbestandtheile verschiedener Gegenden bald von da, bald von dort als exacte faunistische und stratigraphische Aequivalente einzelner dieser Abtheilungen oder Horizonte des Wiener Miocäns zu erklären; eine andere und weit schwierigere Aufgabe aber ist es, alle diese an einer beschränkten Stelle nachgewiesenen Horizonte einer bestimmten Schichtfolge in ihrer Gesammtheit und in derselben Aufeinanderfolge oder auch in sicherer Vertretung durch gleichalte Faciesgebilde über weite Strecken hin, beispielsweise durchs ganze pannonische Becken oder gar durchs ganze Mittelmeergebiet zu verfolgen oder dieselben auch nur in einem entfernteren Winkel dieser Gebiete in derselben Reihenfolge wieder nachzuweisen. Es ist das eine Aufgabe, welche, was die Suess'sche Gliederung des österreichischen Miocäns anbelangt, auch heute, trotzdem schon seit nahezu zwanzig Jahren daran gearbeitet wird, ihrer Lösung noch keineswegs um einen erheblichen Schritt näher gerückt zu sein scheint. Und doch wäre ein solcher Nachweis zur endgiltigen Entscheidung darüber, ob diese Eintheilung auch nur für das pannonische Becken haltbar sei, von höchster Wichtigkeit. Mit dem rein faunistischen Nachweise der Verbreitung einzelner Horizonte oder Facies über weite Strecken ist da wenig geholfen, stricte Nachweise

und Beweise stratigraphisch-paläontologischer Natur thun hier in erster Linie noth. Nur durch solche können die Fehler vermieden und wieder wettgemacht werden, in welche man sofort zu verfallen Gefahr läuft, sobald man local beschränkte Unterschiede in der Schichtfolge tertiärer Beckenausfüllungen — wenn auch nur provisorisch — als übereinander folgende bestimmte und altersverschiedene Horizonte anzuerkennen geneigt ist. Es liegt ja an und für sich schon eine sehr bedeutende Inconsequenz darin, wenn man einerseits Ablagerungen, wie Badener Tegel, Pötzleinsdorfer Sand, Mergel von Gainfahrn, Leithakalk etc. etc. in Bausch und Bogen für unbedingt gleichaltrige Facies erklärt, andererseits aber einzelne Schichten und Schichtgruppen mit oft völlig ungenügender Petrefactenführung, einem oder dem anderen Leitfossil zuliebe (*Nautilus* oder *Aturia*) oder gar nach blossen petrographischen Merkmalen (schlierartiger Charakter), über weite Regionen hin geradezu als einzige Bildung einer ganzen Periode nachzuweisen bestrebt ist oder auch — wie im ausseralpinen Wiener Becken — vier oder fünf verschiedene Horizonte der Facies noch unterscheidet, die sich nicht mehr und nicht minder gegenseitig über- und unterlagern, wie etwa der Tegel von Baden und der Leithakalk es thun und deren Fauna im wesentlichen eine und dieselbe ist. Das daran sich knüpfende Bestreben, diesen einmal angenommenen „Horizonten" durch Nachweise grösserer Verbreitung eine Art von Berechtigung und Lebensfähigkeit zu verschaffen, führt dann bisweilen zu Parallelisirungen um jeden Preis, wie wir das an dem eclatanten Falle von Radoboj und überhaupt an der ganzen „Schlier"-Literatur sehen, mit welcher der uns hier beschäftigende Fall des Tüfferer Mergels so innig verbunden ist. Was diesen Tüfferer Mergel anbelangt, so wiederhole ich, dass meiner Ansicht nach derselbe — nach R. Hoernes das exacte Aequivalent des Schliers von Ottnang — mit kaum zu bezweifelnder Sicherheit der jüngeren Mediterranstufe oder, deutlicher gesagt, den jüngsten marinen Miocänablagerungen zufällt, sowie dass ferner, wenn R. Hoernes recht hätte, dass alle marinen Miocänbildungen von Tüffer einer einzigen „Zone" angehören, ohne weiteres gefolgert werden müsste, dass überhaupt das ganze Tüfferer marine Miocän dieser jüngeren Mediterranstufe angehören würde. Ich möchte indessen nicht so weit gehen, sondern die Möglichkeit, dass im marinen Miocän von Tüffer zum mindesten zwei einigermassen unterscheidbare, wenn auch nicht scharf trennbare Niveaus vorhanden seien, offen lassen. Welchem Niveau der übrigen marinen Miocänablagerungen des pannonischen Beckens — bei Zugrundelegung der Suess'schen Gliederung — aber diese unteren miocänen Tüfferer Schichten gleichzustellen seien, das mag vorläufig dahingestellt bleiben, da weder ausreichende Petrefactenfunde vorliegen, noch die vollkommene Gewissheit gegeben ist, dass diese Schichtfolge des Tüfferer Beckens nicht etwa eine mehr oder minder local beschränkte sei.

Ich behaupte daher auch nicht, dass es unmöglich sei, innerhalb des Wiener und pannonischen marinen Miocäns weitere Unterabtheilungen festzustellen; aber die bisher in dieser Richtung gemachten Versuche scheinen mir nicht so positiv unbestreitbar und absolut verlässlich zu sein, dass man in allen Fällen als mit einer gegebenen Grösse damit rechnen und sich bei Untersuchung entfernterer Gebiete in voller

Ueberzeugung darauf stützen könnte. Treten dann aber gar solche Versuche hinzu, wie der oben besprochene von R. Hoernes, welche darauf hinauslaufen, diese Horizonte, zum mindesten die ältere und die jüngere Mediterranstufe als Ganzes, durch weitere Merkmale tektonischer Natur (die aber leider, wie so manches Andere auch, vorerst unbewiesen bleiben und deshalb zunächst nur eine gewisse Glaubensfreudigkeit im Leser voraussetzen) noch schärfer als bisher zu trennen, so wird man es zum Zweifel geneigten Naturen durchaus nicht verargen dürfen, wenn ihnen schliesslich diese ganze gewagte Art zu parallelisiren und zu schematisiren in hohem Grade bedenklich erscheinen muss. Oder sollte die Probehältigkeit eines stratigraphischen Schemas wirklich darin bestehen, dass man im Stande ist, innerhalb des Rahmens desselben die unmöglichsten Gegensätze einander möglichst nahe zu rücken und so beispielsweise eine höchstwahrscheinlich vollkommen übereinstimmende Schichtfolge an einer Stelle (Tüffer) als sammt und sonders einer einzigen stratigraphischen „Zone“ zufallend und den Tüfferer Mergel für „Schlier“ zu erklären (R. Hoernes), während man gleichzeitig noch daran festzuhalten scheint, dass dieselbe Schichtfolge an einer nahegelegenen Stelle (Radoboj) eine ganz andere Deutung erfordert, dass nämlich der hier früher ebenfalls für „Schlier“ erklärte Horizont einem jüngeren Niveau zufällt und dass wahre Aequivalente des „Schlier“ höchstens in den tiefsten Lagen dieser Schichtfolge vertreten sein können, so dass dieselbe Gesammtschichtfolge bald einem einzigen Horizonte der älteren Mediterranstufe allein, bald wieder nahezu in ihrer Gänze der jüngeren Mediterranstufe zufallen würde, wozu man andererseits (Fuchs) seine Beistimmung gibt, allerdings wieder mit der bemerkenswerthen Ausnahme, dass die Flora des „Schliers“ trotz alledem in jenem höheren, dem „Schlier“ nicht mehr entsprechenden Horizonte verbleibt!? Einer solchen Methode geologischer Forschung gegenüber wird man sich im Interesse der Wissenschaft ganz entschieden den Luxus einer eigenen Meinung gestatten müssen. Es braucht ja nicht um jeden Preis parallelisirt und schematisirt zu werden, wenn es mit so grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Vielleicht schreiten wir dann etwas langsamer, gewiss aber umso sicherer vorwärts. Im Uebrigen habe ich hier nicht die Absicht gehabt, alle einschlagenden Fragen zu discutiren, obwohl das naheliegend und sehr verlockend gewesen wäre. Ich konnte mich schon deshalb auf das meiner Arbeit zunächstliegende Gebiet beschränken, als ja Dr. E. Tietze soeben in der „Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft“ den gegenwärtigen Stand der österreichischen Miocängeologie einer sehr eingehenden und zeitgemässen Besprechung unterzogen hat, auf welche ich mir für diese Fragen hinzuweisen erlaube.

Paläontologischer Theil.

(Hiezu Taf. X.)

Es sollen in diesem Abschnitte diejenigen der im Vorangehenden angeführten Tertiärconchylien, welche sich als neu herausstellten, beschrieben und bezüglich anderer Arten, soweit sich das als nothwendig erwies, diejenigen Einzelheiten mitgetheilt werden, welche im voran-

gehenden Abschnitte, sollte die stratigraphische Darstellung nicht allzu grosse Unterbrechungen erleiden, nicht gut in zusammenhängender Weise vorgebracht werden konnten. Was die Darstellung der paläontologischen Beziehungen der als neu angeführten Arten betrifft, so wurde von einer erschöpfenden Behandlung von vorneherein abgesehen und nur die mir leicht zugängliche Literatur benützt. Ein vollkommen erschöpfendes Eingehen auf die paläontologischen Beziehungen erschien mir schon deshalb mit den daraus eventuell zu erwartenden Resultaten ausser allem Gleichgewichte zu stehen, weil die Anzahl der neubeschriebenen marinen Formen überhaupt eine nur sehr geringe ist, die lacustre Fauna der Hangendmergel sich aber als mit grosser Wahrscheinlichkeit gänzlich neu herausstellte, daher die zusammenhängende Beschreibung und Abbildung derselben als Gesammtfauna geboten erschien; aus dieser Darstellung dürfte aber wohl der Paläontologe von Fach eine annähernd richtige Vorstellung von dieser Fauna zu erlangen in der Lage sein, und das musste vom geologischen Standpunkte aus als das Wichtigste erscheinen.

Im Folgenden sollen die wichtigsten paläontologischen Funde nach Localitäten und Schichten geordnet aufgezählt werden und zwar von den tiefsten Niveaus beginnend.

I. Petrefacten aus einem Blocke angeblich aus dem Liegenden der Sagorer Flötze in der Kisouzer Mulde.

Das Gestein ist ein kohliger, dunkler, von Rutschflächen durchzogener Mergel, der lagenweise ganz erfüllt ist von leider fast durchwegs gänzlich zerdrückten Süsswasserconchylien. Es konnten annähernd bestimmt werden:

Melanopsis spec. ex aff. M. callosae A. Br. Diese Art stimmt in jeder Beziehung aufs beste mit *M. callosa*, wie sie Sandberger (Mainzer Tertiär) abbildet; *Melanopsis Hantkeni Hofm.* aus dem Zsilythale ist dicker und plumper. Dieselbe Form liegt in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt, von Reichenstein als *M. Hantkeni* bestimmt. Kaum zu unterscheidende Formen finden sich auch im Wiener Tertiär, so beispielsweise zu Platt bei Zellerndorf; es sind vielleicht ähnliche Formen, die von Rzehak neuestens (vergl. XXI. Bd. der Verh. d. naturf. Vereins in Brünn) als *Melanopsis intermedia* von *Mel. Aquensis* abgetrennt wurden. Von den Pariser Arten ist die nächststehende *Mel. sodalis Desh.*

Melania Escheri Brgt., die geknotete Form.

Neritina spec., klein, immer ganz verdrückt, mit Farbenzeichnung.

Cyrena pl. spec. Cyrenen sind in diesem Gestein nicht selten und ihrer dicken Schale wegen noch am besten erhalten. Einzelne lassen sich der Form nach mit *Cyrena lignitaria Rolle* vergleichen, die Mehrzahl dürfte wohl mit *C. semistriata Desh.* vollkommen identisch sein; einige Stücke werden sehr gross, besitzen einen corrodirten Wirbel und stehen in der Grösse der *C. gigas Hofm.* des Zsilythales kaum nach.

Congeria spec. Eine indifferente Form, sehr selten, wie es scheint, und wohl identisch mit der später von Trifail anzuführenden.

2. Aus der Kohle von Trifail-Sagor.

Die Kohle von Trifail-Sagor hat bisher, abgesehen von den Anthracotherienresten, welche aber ebenfalls sehr spärlich auftreten (man vergl. die Monographie von F. Teller), kaum nennenswerthe organische Einschlüsse animalischer Natur geliefert. Eine Ausnahme scheint nur die Kohle des isolirten Vorkommens von Selenatrava zu machen, welches sogleich unter Nr. 3 besprochen werden soll. Im Tagbaue I zu Trifail und zwar in den tiefer liegenden westlicheren Partien (Wilhelmi-Abtheilung) fanden sich in dem abnorm verdickten Liegendscheideblatte der obersten Kohlenbank einige verkieselte Süsswasserconchylien; sie liegen in gelbem, kieseligem Gesteine und sind selbst in eine wasserhelle durchscheinende Kieselmasse umgewandelt. Es sind folgende:

Limnaeus spec. indet., Taf. X, Fig. 1. Eine indifferente Form, die ihrer guten Erhaltung wegen abgebildet wurde.

Hydrobia spec. indet., kleine, glatte Form mit 5 oder 6 Umgängen.

3. Aus dem isolirten Kohlenvorkommen von Selenatrava.

In dem kleinen, isolirten, hochgelegenen Kohlenvorkommen von Selenatrava (südwestlich von Werk Trifail) wurden auf der Halde eines im Jahre 1883 angelegten Stollens theils in kohlenführenden Mergeln, theils in der Kohle selbst folgende Petrefacten gesammelt:

a) In bröckliger unreiner Kohle und stark von Kohlenschnüren durchsetzten Mergeln:

Melania Escheri Brongt., in der stark geknoteten Form, wie im Liegenden zu Kisouz-Sagor.

Melanopsis ex aff. callosae A. Br., wahrscheinlich dieselbe Form, die bereits oben von Kisouz angeführt und mit *M. callosa* und *M. Hantkeni* verglichen wurde.

Bythinia (*Nystia*) *cfr. Duchastelii Nyst.*, eine kleine, zu ganzen Nestern zusammengehäufte Schnecke mit verdicktem, glattem Mundrande, mit der genannten Art höchstwahrscheinlich sehr nahe verwandt, wenn nicht identisch, des verdrückten Zustandes wegen leider nicht sicher bestimmbar. Herr Prof. Sp. Brusina machte mich darauf aufmerksam, dass die Art der Verdickung des Mundrandes mit dessen Bildung bei Emmericia aufs beste übereinstimmt.

Planorbis spec., eine sehr kleine Form.

b) In unreinem, dunklem Mergel mit Kohlenschmitzchen (Hangendgestein?):

Melania Escheri Brongt., von der Grösse der soeben angeführten Form aus der Kohle, aber nahezu ohne Längsrippung und Knotung; eine leider nicht genügend erhaltene merkwürdige Form, die meines Wissens nirgends erwähnt wird.

Bythinia (*Nystia*) *cfr. Duchastelii Nyst.*, wie oben massenhaft.

4. Fauna der tieferen (lacustren) Hangendmergel und -Kalke des kohlenführenden Terrains von Trifail-Sagor.

Diese tieferen lacustren Schichten sind nicht überall gleich reich an organischen Resten; bei Trifail führen sie zumeist nur kleine cyclas- oder pisidienartige Bivalven; zahlreichere Formen hat insbesondere die Umgebung von Sagor geliefert und hier treten dieselben in einer für die Beschreibung halbwegs günstigen Erhaltung vorzugsweise wieder in den Süsswasserkalken, die sich besonders im nördlichen Flügel von Islak über Savine und Kotredesch entwickeln, auf. Dieselben Formen, wenn auch zumeist ganz verdrückt, bevölkern aber auch die mergeligen Schichten von Kisouz und Töplitz-Sagor im Südflügel und treten auchl weiter im Osten bei St. Michael unweit Tüffer und bei Trobentha auf, von welch letzteren Punkten die auffallendsten Arten dieser Fauna bereits Stur kannte und anführte (*Melania Sotzkaensis* und *Unio Eibiswaldensis Stur* (Geol. der Steiermark, pag. 540). Die bis jetzt bekannte Fauna dieser Schichten setzt sich folgendermassen zusammen:

Melania Sturi nov. spec.

Taf. X, Fig. 2.

(*Melania Sotzkaensis Stur pro parte*; Geologie der Steiermark, pag. 540, 542).

Der von Stur angewendete Name dürfte aus dem Grunde zu ändern sein, weil derselbe ein Sammelname für die unten zu beschreibenden, mit spiralem Kiele versehenen Melanien ist, die zudem von Stur nur von St. Michael und Trobenthal bei Tüffer, nicht aber von Sotzka angeführt werden.

Der Name *Melania Sturi* soll die längsten, schlankesten und in ihrem Gesammthabitus auffallendsten Formen einer für die tieferen, lacustren Hangendmergel der Kohle von Tüffer-Sagor äusserst charakteristischen Gruppe von Melanien bezeichnen. *Melania Sturi* erreicht eine Länge von 40 Millimeter bei nur 7 Millimeter Dicke des letzten Umganges, fällt daher auch im gänzlich verdrückten Zustande sofort durch ihr ungemein langes und dünnes Gehäuse auf. Die Zahl der Umgänge beträgt an 13 oder 14. Sie sind sämmtlich völlig glatt und in der Mitte mit einem durchlaufenden, scharfen Spiralkiele verziert, welcher bei den jüngeren Umgängen immer weiter gegen die untere Naht herabrückt, ein Umstand, welcher anscheinend dadurch hervorgebracht wird, dass, ähnlich wie bei vielen Melanopsiden aus der Gruppe der *M. callosa*, die oberen Ränder der jüngeren Umgänge bei vorschreitendem Wachsthume immer weiter und weiter über die nächstvorangehenden Umgänge übergreifen. Mündung weit, äusserer Mundrand besonders gegen aussen und unten stark vorgezogen, unterer Theil der Mündung gerundet, gesammte Aussenränder wahrscheinlich scharf; Innenlippe schwach callös, am stärksten gegen abwärts, und hier ziemlich unvermittelt an der Stelle, wo bei Melanopsis der Ausschnitt liegt, in den äusseren Mundrand übergehend.

Die besterhaltenen Exemplare (Hohlräume) in den Süsswasserkalken des Grabens, welcher, von der Heiligen Alpe herabkommend, unmittelbar nördlich des Rückens von Vorlek die kohlenführenden Schichten durchbricht und nahe südöstlich von Kotredesch in den Kotredeschbach einmündet. Die Grubenfelder „Laura und Eduard" liegen im Bereiche dieses Grabens und den unmittelbaren Hangendschichten der hier durchstreichenden Kohle gehören diese Süsswasserkalke an. Ebenso, aber weniger gut erhalten, findet sich diese Form in der westlichen Fortsetzung dieses Zuges bei Savine, St. Georgen-Islak und nördlich von Bad Gallenegg, an letzterer Stelle verkieselt und auswitternd; im südlichen Flügel der Hauptmulde, in den alten Tagbauen ober Töplitz-Sagor, sowie in der Kisouzer Nebenmulde immer in verdrücktem Zustande in mehr mergeligem Gesteine; im Gebiete von Trifail nur in dem Steinbruche von Kouk, westlich ober Vode (fraglich, ob gerade diese oder eine nahestehende Art), und im nördlichen Aufschlusse des Tagbaues IV, in den höchsten Schichten, hier wie zu Gallenegg theilweise verkieselt. Endlich bei St. Michael, unweit Tüffer; zu Trobenthal, nach von Herrn Oberbergrath Stur gesammeltem Materiale, nicht sicher, wohl aber nahe verwandte Arten.

Es muss erwähnt werden, dass Dante Pantanelli (Sugli strati miocenici di Casino (Siena) etc. Atti della R. Acc. dei Lincei, Rom 1878—1879, Ser. 3, vol. III., pag. 309—327, tab. II., fig. 14) eine ähnliche Form als *Melania elongatissima* beschreibt und abbildet.

Melania Kotredeschana nov. spec.

Taf. X, Fig. 3.

Unter diesem Namen seien Formen angeführt, über deren Verhältniss zu der voranstehend angeführten *M. Sturi* das vorliegende Materiale nicht völlig genügende Aufschlüsse gibt, die sich von jener aber hauptsächlich dadurch zu unterscheiden scheinen, dass sie etwas schneller in die Breite wachsen, und dass der Spiralkiel weit weniger deutlich markirt ist. Diese Unterschiede treten bereits beim Vergleiche unausgewachsener Exemplare ziemlich scharf hervor (vergl. Fig. 2*b* und Fig. 3*b*). Mündung unbekannt.

Vorkommen in Gesellschaft der vorigen Art.

Melania carniolica nov. spec.

Taf. X, Fig. 4.

Eine sehr rasch anwachsende Form, bei der auf 18 Millimeter Länge die Dicke des letzten Umganges circa 7 Millimeter beträgt. Der Kiel rückt schon sehr frühzeitig an die untere Naht herab und ist sehr scharf und hoch, so dass jeder einzelne Umgang dachförmig und äusserst scharf abgesetzt erscheint. Auf der letzten Windung reicht der Spiralkiel bis zum Mundrande, welcher durch eine an der Aussenseite knapp neben seinem Rande verlaufende vertiefte Linie von der übrigen Schale getrennt ist. Sehr schwache Spuren von secundären Spirallinien

neben dem Kiele an den älteren Umgängen scheinen hie und da vorzukommen.

In Gesellschaft der vorigen Arten.

Melania illyrica nov. spec.

Taf. X, Fig. 5.

Sie schliesst sich in ihren Wachsthumsverhältnissen aufs engste an *M. carniolica* an, scheint sich aber von derselben dadurch zu unterscheiden, dass ihr Spiralkiel wulstförmig und stumpf ist. Grösse der vorigen Art. Mündung unbekannt.

In Gesellschaft der vorigen Arten.

Melania carniolica und *Melania illyrica* erinnern sehr an *Pyrgidium Nodotianum Tourn.* (Journ. de Conch. XVII., pag. 86, tab. III), da aber der Hauptcharakter von Pyrgidium in dem verdickten und verdoppelten Mundsaume besteht, kann an nähere Beziehungen gegenwärtig nicht gedacht werden. Uebrigens betont auch Tournouër die Beziehungen, welche zwischen Pyrgidium und Melania (speciell *Goniobasis*) bestehen, und Sandberger, welcher Pyrgidium mit Pyrgula vereinigt, stellt diese Formen direct zu den Melaniden.

Melania Savinensis nov. spec.

Taf. X, Fig. 6.

Den beiden vorangehenden Arten ebenfalls sehr nahestehend, aber weit grösser, 32 Millimeter lang, also eine der grössten Arten dieser Fauna. Leider immer ganz verdrückt, daher die Gesammtgestalt nicht klar; es dürfte dieselbe indessen der von *Melania illyrica* und *carniolica* entsprochen haben. Der Spiralkiel ist sehr hoch und scharf, wird auf den jüngeren Umgängen nach und nach schwächer und verschwindet gegen die Mündung nahezu gänzlich. Das abgebildete Stück besitzt 8—9 Umgänge, die Höhe der Schlusswindung kommt der aller vorangehenden Windungen zusammengenommen gleich.

Diese Form wurde besonders im Ostnordost des Kreuzes mit der Höhenangabe 490 Meter östlich von Savine gesammelt, von anderen Fundorten ist sie nicht mit Sicherheit bekannt, am wahrscheinlichsten noch tritt sie zu Trobenthal bei Tüffer (nach von Stur gesammeltem Materiale) auf.

Melania Sagoriana nov. spec.

Taf. X, Fig. 7.

Sie erreicht 24—25 Millimeter Länge, bei ca. 7 Millimeter Dicke des letzten Umganges, wächst daher weit schneller in die Breite als *M. Sturi* und *M. Kotredeschana*, aber weniger schnell als *M. carniolica*, *illyrica* und *Savinensis*. Es mögen etwa 10 Umgänge vorhanden sein, deren letzter so hoch ist als die vorangehenden zusammengenommen. Die Gesammtgestalt ist demnach wesentlich verschieden von jener der *M. Sturi*.

Der Spiralkiel ist äusserst schwach entwickelt, bereits in einem sehr frühen Stadium an die Naht herabgerückt und deshalb nur als Verdickung dieser erscheinend, nur auf dem jüngsten Umgange frei hervortretend. Hier scheinen sowohl über, als unter ihm Andeutungen weiterer sehr feiner Spiralreifen in geringer, aber nicht mehr zu ermittelnder Anzahl (da die Erhaltung nicht günstig genug ist) vorhanden gewesen zu sein. Mündung ganz ähnlich jener von *M. Sturi*, auch hier die schwache Callosität der Innenlippe gegen abwärts am stärksten hervortretend und daher an der Uebergangsstelle gegen den unteren Theil der Aussenlippe eine Art von Ausguss angedeutet.

Vereinzelt mit den vorigen Arten, die besten Exemplare (als Hohlräume) im Süsswasserkalke des Hangendmergelzuges ostnordöstlich vom Kreuz mit der Höhenangabe 490 Meter östlich bei Savine.

Melania spec.

Taf. X, Fig. 8.

Schliesst sich an *M. Sagoriana* an und ist vielleicht nur eine Jugendform derselben. Die Wachsthumsverhältnisse beider sind offenbar gleiche. Der Spiralkiel ist ebenfalls sehr schwach entwickelt und knapp über der Naht gelegen. Auf der letzten Windung insbesondere sind noch mehrere schwächere Spirallinien deutlich bemerkbar, und zwar liegen über dem Mittelkiele mindestens drei, unter demselben an der Basis drei bis vier, die gegen abwärts graduell schwächer entwickelt sind. Mündung unbekannt.

In Gesellschaft der vorigen Arten, aber sehr vereinzelt und besonders wieder mit *Melania Sagoriana* zusammen vorkommend.

Alle die voranstehend angeführten Formen sind unter einander nahe verwandt und durch den spiralen Kiel, der mehr oder weniger deutlich hervortritt, auffallend charakterisirt. *Melania Sagoriana* und die nächstanschliessende unbenannte Form besitzen ausserdem noch schwächer hervortretende, weitere Spiralreifen, welche auch bei *Mel. carniolica* angedeutet zu sein scheinen. Das vorliegende Materiale genügt bei weitem nicht, um die wechselseitigen Beziehungen aller dieser Formen vollständig zu klären; ich habe mich bescheiden müssen, die auffallendsten davon kurz zu charakterisiren.

Melania ex aff. M. Escheri Brgt.

Formen aus der Verwandtschaft der *M. Escheri* fehlen auch hier nicht und treten besonders in der Kisouzer Nebenmulde in Gesellschaft der *Melania Sturi* und ihrer Verwandten in denselben Bänken auf. Die mir von hier bekannt gewordenen Stücke gehören durchwegs zu den schwächer und zahlreicher berippten, ungeknoteten Formen, wie sie auch aus den höheren Hangendmergeln des Trifailer Tagbaues I vorliegen und von Stur zu St. Michael und Trobenthal bei Tüffer gesammelt wurden.

Melania spec. indet.

Eine sehr ungünstig erhaltene, nur in schattenhaften Umrissen vorliegende Form mag der Vollständigkeit wegen angeführt sein. Sie ist sehr dünn und lang, besitzt zahlreiche Umgänge und Längsrippen, welche durch feine Spiralstreifung gekreuzt werden; erstere treten deutlicher hervor.

Ist mir bisher nur von St. Michael bei Tüffer bekannt geworden, wo sie mit *Melania Sturi*, *Melania Escheri* u. a. A. auftritt. *Mel. cfr. falcicostata Hofm.* bei Stur (Geol. d. St., pag. 541, 544) von Trobenthal ist vielleicht dasselbe.

Melaniae div. spec. ex aff. Mel. Nystii Duch.

Kleine, spiralgekielte und längsgerippte Melanien, die sich leider stets in so verdrücktem Zustande vorfinden, dass eine genauere Beschreibung und Abbildung nicht gegeben werden kann. Es sind wohl mehrere nahe verwandte, aber doch unterscheidbare Formen darunter. Von westlich unterhalb Ober-Savine (aus einem plattigen Süsswassermergel, dessen Schichtflächen oft ganz übersäet sind mit Deckeln von Valvatiden) stammt eine Form, welche bei der Zahl von acht Umgängen an den mittleren Windungen deutlich vier Spiralreifen zeigt, deren oberster hart an der Naht liegt und durch einen breiten Zwischenraum von den beiden mittleren, welche einander sehr genähert sind, getrennt wird. Der unterste Reifen ist tief eingesenkt, so dass die beiden mittleren zusammen eine Art doppelten Mittelkieles bilden. An der Basis des letzten Umganges liegen noch drei oder vier weitere Spirallinien. Diese Spiralsculptur wird von wenig zahlreichen, stark geschwungenen Rippchen im Sinne der Anwachsstreifung durchsetzt; besonders an der obersten Spirallinie treten die Kreuzungsstellen knotenartig hervor.

Sehr ähnliche Formen findet man in einem ganz ähnlichen Gesteine östlich von Savine, südwestlich von Kotredesch. Daneben treten hier auch Stücke auf, welche viel zahlreichere Anwachsrippen besitzen, deren Gehäuse zugleich etwas schlanker und gestreckter ist, so dass sie an *Melania falcicostata Hofm.* des Zsilythales erinnern.

Auch im südlichen Muldenflügel und speciell in der Kisouzer Nebenmulde sind hiehergehörende Formen nicht selten. *Melania cerithioides Rolle* von Sotzka dürfte ebenfalls hier zu nennen sein. Sie wird von Stur (Geol. d. St., pag. 548) für eine Jugendform der *M. Escheri* gehalten. Gewisse Formen der *M. Escheri* mögen in ihren Jugendwindungen den hier besprochenen Melanien allerdings sehr ähnlich sehen.

Melanopsis spec.

Melanopsiden spielen in diesen Schichten im Gegensatze zu den Melanien nur eine ganz untergeordnete Rolle. Nur ganz vereinzelte Exemplare einer kleinen, glatten, indifferenten Form, wie die bereits oben aus tieferen Schichten angeführten, zu *M. callosa* und *M. Hantkeni* in enger verwandtschaftlicher Beziehung stehend, kommen in Gesell-

schaft der angeführten Arten hie und da vor, so zu Savine. Ausgewitterte Stücke von geringer Grösse findet man auf alten Halden nahe der Mühle zwischen Kisouz und Strahole in Vergesellschaftung mit einer kleinen *Neritina*.

Hydrobia imitatrix nov. spec.

Taf. X, Fig. 9.

Kleine Gasteropoden von 6 Millimeter Länge bei $3^1/_2$ Millimeter Dicke des letzten Umganges. Schale glatt und unverziert mit Ausnahme eines stark hervortretenden Spiralkieles in der Mitte der Umgänge; es sind deren fünf vorhanden, die beiden ersten lassen den Spiralkiel noch nicht erkennen, wie es scheint; erst am dritten tritt er deutlich hervor. Mündung ganzrandig, Aussenlippe scheinbar etwas ausgebreitet, wahrscheinlich scharf, Innenlippe mit schwachem Callus, daneben Andeutung eines Nabelritzes.

Die in der Form zunächststehende Art dürfte *Paludina* (*Hydrobia, Amnicola*) *angulifera Dkr.* sein (bei Speyer Casseler Tert. Conch., pag. 219, Tab. XXIX); sie ist aber kleiner, kürzer und dicker, auch der Bau der Embryonalwindungen wohl ein anderer. Von den zahlreichen spiralgekielten Hydrobien (Pyrgulen) des pannonischen Beckens, welche Fuchs, Neumayr u. A. beschrieben haben, stimmt keine Art auch nur annähernd überein. Am nächsten steht wohl noch *Hydr. Eugeniae Neum.* aus Siebenbürgen.

Nur an einem einzigen Fundorte östlich von Savine in Gesellschaft von *Melania Savinensis* häufiger vorkommend; sehr vereinzelt auch zu Kisouz.

Hydrobia pl. spec. indet.

Zahlreiche sehr kleine, verschiedengestaltige, kugelige bis stark gestreckte hydrobienartige Schneckchen, die oft ganze Schichtflächen überdecken.

Hydrobia (*Godlewskia?*) *spec.*

Von Ober-Savine liegt (in Gesellschaft der übrigen daselbst auftretenden Arten gefunden) eine gestreckte, schlanke Form vor mit ziemlich stark von einander abgesetzten, bauchigen Umgängen und glatter Schale, welche aber so wenig genügend erhalten ist, dass kaum mehr über sie gesagt werden kann, als sie sei von allen mitvorkommenden Arten verschieden. Viel häufiger findet man solche Formen bei Kisouz, wo sie insbesondere in einer weichen, mergeligen Bank, namentlich in Gesellschaft oft recht grosser cyclas- oder pisidienartiger Bivalven erscheinen, aber leider immer sehr verdrückt sind. In ihrer Gesammtgestalt gleichen sie ausserordentlich der Gattung *Godlewskia* des Baikalsees, speciell der typischen Form dieser Gattung, *G. turriformis Dyb.* (vergl. Crosse und Fischer im Journ. d. Conch, XXVII, pag. 145, tab. IV, Fig. 5), da sie auch die eigenthümlichen, schwachen und unregelmässig vertheilten Wülste, respective alten Mundränder, wie die

citirte Art, zu besitzen scheinen. Sie erreichen aber wohl nie die volle Grösse der baikalischen Art, während in benachbarten härteren Bänken neben den grossen gekielten Melanien (*M. Sturi* u. s. f.) andere, grössere, äusserst nahestehende Formen auftreten, denen aber jene Wülste zu fehlen scheinen. Der Erhaltungszustand aller dieser Reste ist jedoch leider so ungünstig, dass eine Abbildung nicht gegeben werden kann. Mündung nie erhalten.

Bythinia (Stalioa) Lipoldi nov. spec.

Taf. X, Fig. 10.

Die Schale wird 10—11 Millimeter lang, der letzte Umgang $4^1/_2$ Millimeter dick. Sechs Windungen von bauchiger Gestalt, Oberfläche glatt, Mündung gross mit umgeschlagener, stark verdickter Aussenlippe. Die Verdickung derselben ist keine einfache, sondern wird durch mehrere wulstförmige Erhebungen, resp. durch eine Wiederholung der Mundrandbildung im Sinne der Anwachsstreifung hervorgebracht. Bei dem abgebildeten Exemplare sind ausser dem Mundrande selbst drei solcher scharfer Wülste vorhanden, deren mittlerer schwach ist. Die Innenlippe scheint schwach callös und die Andeutung eines Nabelspaltes vorhanden gewesen zu sein.

Die hier beschriebene Art steht der *Byth. Deschiensiana Desh.* des Pariser Beckens, welche Brusina als wahrscheinlich seinem Genus *Stalioa* zufallend citirt, überaus nahe, so dass ausser der geringeren Grösse der Pariser Form kaum ein sicherer Unterschied zwischen beiden existiren dürfte. Auch *Byth. glandinensis Laub. et Car.* aus den Sables des Brasles (Bull. Soc. Géol. 1879—80, tab. VIII, Fig. 11, 12) ist sehr nahe verwandt.

Diese Art ist besonders im Laura- und Eduard-Grubenfelde südöstlich bei Kotredesch sehr häufig und erfüllt ganze Partien des Süsswasserkalkes für sich allein; sie fehlt aber auch in der Kisouzer Nebenmulde nicht, wo sie, wie bei Savine, zumeist in Gesellschaft von *Hydrobia imitatrix* aufzutreten pflegt.

Ampullaria spec.?

Tab. X, Fig. 14.

Von vollständig *Natica*-artiger Gestalt, aber entschieden ein Süsswasserbewohner, da in dem Süsswasserkalke des Zuges von Savine in den Hangendschichten des Laura- und Eduard-Grubenfeldes südöstlich von Kotredesch mit den vorherbeschriebenen Arten in Gesellschaft vorkommend.

Valvata (?) Rothleitneri nov. spec.

Taf. X, Fig. 15.

Eine schön verzierte Form, welche zunächst an *Planorbis (Carinifex) varians Fuchs* von Radmanest erinnert, in der Ornamentirung der Oberseite derselben sogar sehr nahe steht und ebenfalls, was die Anzahl

der Spiralreifen anbelangt, eine gewisse Variabilität zu besitzen scheint. Sie besitzt einen Durchmesser von 10—12 Millimeter, die Höhe konnte nicht bestimmt werden, da alle Stücke flachgedrückt im Gesteine liegen. Oberseite ziemlich flach, an der Schlusswindung mit stark hervortretenden Spiralreifen meist in der Dreizahl verziert, von denen der mittlere bei einzelnen Exemplaren stärker hervortritt. Gegen innen scheinen sich bei anderen Stücken noch ein oder zwei schwächere Reifen anzuschliessen. Die Unterseite ist, wie trotz der Verdrückung zu erkennen, stärker eingesenkt als die Oberseite und besitzt einen stärker hervortretenden Spiralkiel unmittelbar um die Nabelöffnung und einen schwächeren gegen aussen. Ueber die Seitentheile ist der Verdrückung wegen nichts Bestimmtes zu erfahren. Mundsaum schief, vielleicht etwas verdickt. Die Art tritt besonders häufig in den Hangendmergeln der alten Tagbaue östlich oberhalb Töplitz-Sagor in Gesellschaft der *Melania Sturi*, zahlreicher Pisidien und der übrigen Arten dieser Fauna auf; aus dem nördlichen Flügel, dem Zuge von Savine, liegt mir nur ein einziges, wahrscheinlich hiehergehöriges Fragment vor, ebenso ein ganz verdrücktes Stück von St. Georgen-Islak weiter im Westen. Ueber die generische Stellung dieser Form dürfte eine endgiltige Entscheidung erst noch zu treffen sein. Bekanntlich gibt es ja ganz ähnlich verzierte Valvaten und Planorben und *Valvata euomphalus Fuchs* von Livanataes in Griechenland ist beispielsweise desselben Autors *Planorbis varians* von Radmanest, von der Oberseite gesehen, überaus ähnlich. Wenn es sich also um verdrückte Exemplare handelt und der Deckel nicht vorhanden ist, dürfte die Entscheidung zwischen *Valvata* und *Planorbis* wohl sehr schwierig sein. Bekanntlich hat man ja auch bezüglich der generischen Stellung des oftgenannten *Planorbis multiformis* von Steinheim lange Zeit geschwankt. Auf die entfernt ähnlich sculpturirte *Valvata baikalensis Gerstf.* sei nur deshalb hingewiesen, weil auch andere Beziehungen zwischen beiden Faunen zu bestehen scheinen.

Valvata (?) *spec.*

Taf. X, Fig. 16.

Nur der Vollständigkeit wegen seien hier einige Reste angeführt, die lebhaft an die von Th. Fuchs aus den Congerienschichten von Tihany beschriebenen Valvatenformen, welche aber alle weitaus kleiner sind, erinnern. Die mir vorliegenden könnten als glatte Abart der vorherbeschriebenen Art bezeichnet werden, da sie in Gestalt und Grösse ihnen auffallend gleichen. Ihre Oberseite besitzt nur einen Kiel, die Unterseite nur die Andeutung des inneren Kieles der vorigen Art. In ihrer (zweifelhaften) generischen Stellung fallen beide wohl bestimmt zusammen. In den Süsswasserkalken des Laura- und Eduard-Grubenfeldes bei Kotredesch selten. Valvatendeckel sind häufig in einzelnen Lagen westlich von Ober-Savine.

Neritina spec.

Taf. X, Fig. 13.

Eine *Neritina* von ziemlich regelmässiger Gestalt, ähnlich etwa der *N. nivosa Brus.* bei Fuchs (Jüng. Tert. Griechenlands, tab. I, Fig. 3), tritt sehr vereinzelt mit den vorherbeschriebenen Arten auf.

Im Allgemeinen sind Neritinen in diesen Süsswassermergeln und Kalken nicht selten, aber meist äusserst schlecht erhalten, entweder nur als Steinkerne oder ganz verdrückt. In den alten Halden bei der Waldmühle zwischen Kisouz und Strahole findet man kleine Neritinen lose herumliegend in Gesellschaft einer kleinen glatten *Melanopsis*; es sind von der oben angeführten Art verschiedene, sehr indifferente Formen, wie sie fast allenthalben in tertiären und recenten Süsswasserbildungen auftreten.

Limnaeus spec.

Taf. X, Fig. 12.

Eine glatte, ziemlich indifferente Form aus dem Süsswasserkalke des Laura- und Eduard-Grubenfeldes bei Kotredesch.

Limnaeus (Gulnaria) spec.

Diese Art schliesst sich durch ihre Gesammtgestalt mit den stark abgestuften Umgängen und der grosssen Schlusswindung dem *Limnaeus Adelinae Cantr.* an, ist aber, wie es scheint, glattschalig gewesen, würde daher am meisten mit gewissen Abänderungen jener Art, wie sie Fuchs (Jüngeres Tertiär Griechenlands, pag. 37) von Livanataes bei Talandi anführt, übereinstimmen. Die Art ist, wie es scheint, selten in den mergeligen Hangendschichten des Südflügels der Kisouzer Nebenmulde in Gesellschaft der *Melania Sturi* u. a. A. Eine Abbildung kann leider, des sehr ungenügenden Erhaltungszustandes wegen, nicht beigegeben werden.

Limnaeus (Acella) gracillimus nov. spec.

Taf. X, Fig. 11.

Die Länge beträgt 23 Millimeter, die Dicke des letzten Umganges oberhalb der Mündung kaum 3 Millimeter, in der Gegend der Mündung $4^1/_2$ Millimeter. Die Gestalt ist daher eine äusserst schlanke, sie wiederholt gewissermassen jene der gestreckten Melanien dieser Fauna. Neumayr's *Limnaeus acuarius* aus Westslavonien ist weit plumper, selbst die nordamerikanische *Acella gracilis* dürfte noch an Schlankheit hinter der Sagorer Form zurückbleiben, steht ihr übrigens jedenfalls äusserst nahe. Es sind sechs Umgänge vorhanden, deren oberste vier fast nadelförmig sind; erst der vorletzte verbreitert sich zu einem Durchmesser von 2 Millimeter. In der Form des Gehäuses sowohl als in der der Mündung schliesst sich diese Art aufs engste an die citirte nordamerikanische *Acella* an und dürfte thatsächlich ein fossiler europäischer Vertreter dieses Subgenus sein.

Sie ist besonders in den petrefactenreichen Melanienmergeln der Kisouzer Mulde (nahe den alten Pingen im Südflügel) häufig anzutreffen, kommt aber auch im Nordflügel der Hauptmulde bei Savine vereinzelt vor.

Unio Sagorianus nov. spec.

Taf. X, Fig. 17.

(*Unio Eibiswaldensis Stur*, Geologie der Steiermark, pag. 540, 542.)

Als *Unio Eibiswaldensis* führt Stur ohne nähere Beschreibung einen *Unio* an, welchen er von Trobenthal, St. Michael bei Tüffer, Buchberg bei Cilli, sowie von einigen Fundstellen der Umgebung von Eibiswald citirt. Da die vollkommene Gleichaltrigkeit der kohlenführenden Schichten von Sotzka und Tüffer-Sagor mit jenen von Eibiswald auch heute noch nicht allseitig zugegeben wird, so halte ich es nicht für angezeigt, diesen von Stur eingeführten Namen für die Vorkommnisse der Tüfferer Bucht beizubehalten.

Das abgebildete Stück, das zu den grössten gehört, besitzt eine Länge von 37 Millimeter, eine Höhe von ungefähr 20 Millimeter. Wirbel stark nach vorn gelegen, mit besonders scharfer und deutlicher Anwachsstreifung, Hinterseite spitz ausgezogen, bei einzelnen älteren Stücken (vielleicht individuell) ein wenig abgestutzt. Schale mässig dick, Schloss unbekannt, da die Exemplare immer vollkommen flachgedrückt im Gesteine liegen. Nur ausnahmsweise (Steinbruch bei Kouk westlich oberhalb Vode-Trifail) kommen unverdrückte Steinkerne vor. Diese Art ist in den mergeligen Schichten sehr häufig und bis zu einem gewissen Grade bezeichnend; sie findet sich in der ganzen Erstreckung des nördlichen Flügels von Islak-St. Georgen bis Tüffer und Trobenthal allenthalben, ebenso im südlichen Flügel bei Kouk oberhalb Vode-Trifail, bei Töplitz-Sagor und in der Kisouzer Nebenmulde. Am nächsten dürfte derselben *Unio Larteti Noulet* (man vergl. Annal. scienc. géol XI, Taf. 33 Fig. 302) stehen, wenn sie nicht sogar identisch ist.

Pisidium pl. spec.

Pisidien- oder cyclasartige kleine Bivalven sind die häufigsten Fossilien der tieferen Hangendmergel der Kohle von Tüffer-Sagor. Auf eine nähere Determinirung und Beschreibung dieser indifferenten Formen konnte hier nicht eingegangen werden; es wäre eine solche auch ohne monographische Bearbeitung völlig werthlos. Nur sei bemerkt, dass mitunter recht grosse Formen vorkommen, so insbesondere in den festeren, kalkigen Lagen im Norden des Tagbaues IV zu Trifail und des Steinbruches von Kouk westlich ober Vode-Trifail. Noch grössere Exemplare von hier anzuführenden Arten von Cyreniden unbestimmten Geschlechtes treten einzeln in der Kisouzer Mulde auf, so in den ehemaligen Cementmergelbrüchen bei Kisouz, von wo das Taf. X, Fig. 18, abgebildete Stück stammt. Sichere Cyrenen, wie solche aus dem angeblichen Liegenden von Kisouz angeführt wurden und weiter unten auch aus den höheren Hangendmergeln des Tagbaues I zu Trifail anzuführen sein werden, scheinen indessen den tieferen (lacustren) Hangendmergeln, aus denen die hier beschriebene Fauna stammt, zu fehlen.

Congeria spec.

In den hangendsten Süsswasserkalken des nördlichen Aufschlusses im Tagbaue IV zu Trifail sind neben grossen Pisidien und *Melania*

Sturi auch einzelne Steinkerne einer *Congeria* gefunden worden, die wohl nicht verschieden ist von der weiter unten aus höheren Schichten des Tagbaues I anzuführenden. Von anderen Localitäten sind mir Congerien im Bereiche der hier beschriebenen Fauna nicht bekannt, scheinen daher jedenfalls zu den grössten Seltenheiten innerhalb derselben zu gehören.

5. Fauna der mittleren Schichten der Hangendmergel des Trifailer Tagbaues I.

a) Bank des *Pecten Hertlei nov. spec.*

Pecten (Camptonectes?) Hertlei nov. spec.

Taf. X, Fig. 19.

Die Höhe dieser Form beträgt 27 Millimeter, die Breite fast 25 Millimeter, die Länge des rechten vorderen Ohres 8½ Millimeter, die des rechten hinteren Ohres 5 Millimeter. Die Klappen sind beide ziemlich flach, nahezu gleich stark gewölbt, annähernd kreisrund, die Seiten gegen die Ohren ziemlich stark abgesetzt und geradlinig. Die Oberfläche jeder Klappe ist mit zwischen 60—70 etwas unregelmässigen, eingegrabenen Linien verziert, zwischen welchen ganz flache, etwa doppelt so breite Zwischenräume bleiben. An beiden Seiten wird dieses radiale Liniensystem von einem zweiten System eben solcher eingegrabener Linien unter einem sehr spitzen Winkel geschnitten, so dass spitz rhombische Felder entstehen, welche insbesondere in der Nähe beider Seitenränder sehr prägnant hervortreten. Die Linien des zweiten Systems sind in Beziehung zur Mittellinie symmetrisch angeordnet; sie laufen von dieser Mittellinie dachförmig nach beiden Seiten aus, würden einander daher in der Mittellinie unter einem stumpferen Winkel als der Scheitelwinkel des Wirbels ist, schneiden, wenn sie bis zur Mitte reichen würden, was aber nicht durchaus, sondern nur in der Nähe des Wirbels der Fall ist, während sie sonst auf die Seitentheile beschränkt bleiben und ihre Einwirkung auf die Sculptur sich weiterhin nur in einzelnen Unregelmässigkeiten der Radiallinien verräth.

Die Ohren sind mässig entwickelt; das Byssusohr der rechten Klappe ist in einer Radialzone entsprechend dem Ausschnitte nur stark concentrisch im Sinne der Anwachsstreifung gerunzelt, der obere Theil dagegen besitzt ausserdem fünf bis sechs ziemlich stark hervortretende, durch die Anwachsstreifung rauhe, respective schuppige Radialrippchen, welche über den Vorderrand hinausragen, so dass derselbe gekerbt erscheint. Das hintere Ohr der rechten Klappe ist weit kleiner, sehr schief abgeschnitten, ebenfalls mit (sechs bis sieben) schuppigen, schwachen Radialrippchen besetzt. Bei einzelnen Exemplaren geht die Streifung des zweiten Systems auch auf dieses Ohr über und verläuft hier parallel zum Schlossrande, so dass man dann drei verschiedene Sculpturrichtungen hier wahrnimmt (Taf. X, Fig. 19 *b*). Die Anwachsstreifung pflegt nämlich besonders an den Ohren stärker aufzutreten als an der übrigen Schale, auf welcher sie nur bei einzelnen Individuen gegen den Rand

hin etwas stärker bemerkbar wird, sich dann hie und da aber auch zu schuppigen Bildungen zu steigern pflegt. Die Ohren der linken Klappe sind wie die der rechten gerippt und oft fast gegittert. Im Ganzen ist die Streifung der Schale ziemlich bedeutenden Schwankungen unterworfen, insbesondere jene des zweiten Systems ist bald stark entwickelt, bald mehr zurücktretend, oft nur einseitig oder nur an der einen Seite stärker markirt u. s. f. Eines der kleineren Exemplare besitzt an der vorderen Seite nur deutlich ausgesprochene Radialrippung, an der hinteren Seite nur die secundäre Rippung. Die Innenseite der Schale ist glatt oder kaum merklich gestreift, die Schale im Verhältnisse zur Grösse ziemlich dick, braun, hornartig, stark durchscheinend. Schlossrand gerade, etwas schief gegen die Mittellinie gestellt, und zwar so, dass das vordere Ohr das stärker vorragende ist, wie dies bei vielen Pectines vorkommt.

Die hier beschriebene Art scheint ein Nachzügler der vorwiegend oder ausschliesslich in secundären Ablagerungen verbreiteten Gruppe der *Camptonectes* zu sein, denen auch der *Pecten filosus Hauer* der Raibler Schichten zufallen dürfte. Von tertiären Arten ist mir nichts Nahestehendes bekannt. *Pecten pictus Goldf.*, *venosus Speyer* und *transverselineatus Speyer* sind hier kaum in Betracht zu ziehen. Der pliocäne *Pecten tigrinus Müll.* hat wohl eine ähnlich divergirende, doch noch weitaus feinere Streifung; auch die Bildung der Ohren ist eine ähnliche, jedoch das hintere Ohr des *P. tigrinus* ganz auffallend klein.

Die Art findet sich in den mittleren Lagen der Hangendmergel des Trifailer Tagbaues I, und zwar, wie es scheint, ausschliesslich auf eine bestimmte Bank beschränkt, welche an der Grenze zwischen den tieferen, rein lacustren und den höheren brackischen und marinen Lagen dieser Hangendmergel auftritt. In dieser Bank bedeckt sie zwar die Schichtflächen stellenweise vollständig, ist aber so äusserst gebrechlich, dass es nur selten gelingt, eine oder die andere Klappe vollkommen unverletzt blosszulegen.

Psammosolen spec.?

Taf. X, Fig. 20.

Eine kleine Bivalve von höchstens 15 Millimeter Länge bei 7 Millimeter Höhe kommt ziemlich häufig mit dem vorhin angeführten *Pecten Hertlei* in Gesellschaft vor. Der Wirbel ist stark einseitig gelegen, die Schale mit feinen Zuwachsstreifen bedeckt, die gegen den Rand hie und da zu wulstigen Bündeln gruppirt sind. Schloss unbekannt, daher Stellung völlig unsicher. Die Gestalt stimmt am besten überein mit jener von *Novaculina gangetica*, wie sie Woodward in seinem Manuel de Conchyliologie abbildet; ihr Vorkommen in Schichten von mehr oder weniger brackischem Charakter würde wohl gegen diese Deutung ebenfalls nicht sprechen, wozu noch in Betracht kommt, dass auch *Solen ellipticus Schaur.* von Novale bei Valdagno, eine ähnliche Form, von Sandberger zu *Novaculina* gezogen wird, Es ist indessen nicht zu verkennen, dass auch eine gewisse Aehnlichkeit zu einzelnen kleinen Psammobidenformen (besonders des Subgenus *Hiatula*), welche ebenfalls Brackwasser zu bewohnen pflegen, besteht, sowie endlich zu gewissen

als der Gattung *Sphenia* angehörend gedeuteten Formen, unter denen insbesondere *Sph. angustata Sow.* von Colwell-Bay (Paläontograph. Soc. XXXI.) zu erwähnen wäre, deren generische Stellung aber ebenfalls keine vollkommen sichere zu sein scheint.

b) Schichten mit Congerien, Cardien, Cyrenen u. s. f.

Congeria spec. indet.

Taf. X, Fig. 21.

Indifferente Congerien aus der Verwandtschaft der recenten *C. polymorpha.* Die Farbenzeichnung als gezackte braune Bänder noch erhalten. Von der scharfgekielten und breitgeflügelten dreieckigen *Cong. styriaca Rolle* weit verschieden.

Von den Wiener Arten am ehesten der *C. Basteroti* vergleichbar. Die wenigen mir vorliegenden Exemplare stimmen auch untereinander, wie das ja bei Congerien oft der Fall ist, wenig überein, es sind sehr hohe und schmale (Fig. 21*a*) und breitere, fast dreieckige Stücke (Fig. 21 *b*) darunter. Die kleinsten und stumpfesten Exemplare nähern sich (Fig. 21*c*) der *C. Brardi Br.* und *C. amygdalina Dkr.*; die grösseren stehen vielleicht der *C. clavaeformis* Kr. noch näher als der *C. Basteroti.*

Ihr Lager ist etwas höher als das der vorher beschriebenen beiden Arten (*Pecten Hertlei* und *Psammosolen spec.*); ihre Begleitung besteht aus den sofort zu beschreibenden kleinen Cardien, kleinen Cerithien, Cyrenen, Melania Escheri u. s. f. Tagbau I zu Trifail.

Cardium pl. spec. indet.

In Gesellschaft mit der zuvor angeführten *Congeria*, und zwar in denselben Bänken und auf denselben Schichtflächen finden sich häufig kleine Cardien oder vielmehr Bruchstücke solcher. Es sind bestimmt mehrere Arten darunter, die alle in die Verwandtschaft des *Cardium solitarium Kr.* und *Cardium obsoletum Eichw.* gehören dürften. Einzelne Bruchstücke zeigen auffallende Sculptur; zwischen den sehr flachgewölbten Rippen auf den gleichbreiten Zwischenräumen erscheint eine feine eingegrabene Mittellinie. Bei anderen wird jede Rippe von einer äusserst feinen erhabenen Linie beiderseits begleitet. Die Mehrzahl jedoch besitzt einfache, dicht gedrängte Rippen mit kaum merkbaren Zwischenräumen.

Cyrena cfr. semistriata Desh.

In denselben Bänken mit den vorher angeführten Arten treten ziemlich häufig, meist mit beiden Klappen ausgebreitet auf den Schichtflächen liegend, Cyrenen von theilweise ansehnlicher Grösse auf, welche wohl kaum von *C. semistriata Desh.* zu trennen sind, von der ebenfalls zu dieser Art gezogenen Form aus dem angeblichen Liegenden von Kisouz bei Sagor aber durch etwas gestrecktere Gestalt abweichen.

Derartige Unterschiede kommen aber bekanntlich auch bei *Cyrena semistriata* aus anderen Fundstätten vor. Einzelne Stücke besitzen eine schwache Ausschweifung des unteren Randes an seinem rückwärtigen Theile und nähern sich dadurch der *Cyrena subtellinoides Rolle* (Sitzungsber. d. kais. Ak. 44. Bd.). Das Schloss ist bei den Vorkommnissen in diesem Gesteine leider nie blosszulegen.

Pisidium pl. spec.

Sie reichen aus den tieferen lacustren Schichten in grosser Zahl auch noch in diese oberen Lagen herauf. Darunter auch grosse Formen, wie sie Taf. X, Fig. 18 aus den Cementmergeln von Kisouz abgebildet wurden, die bis über 20 Millimeter Länge erreichen und in verdrücktem Zustande einer *Lutraria* äusserst ähnlich sehen; da die Form dünnschalig und das Schloss nicht herauszupräpariren ist, muss es dahingestellt bleiben, bei welcher Gattung der Cyreniden dieselben ihren Platz finden.

Diplodonta (Cyrenoides?) Komposchi nov. spec.

Zum Theile schon in denselben Bänken, welche die voranstehend angeführten Arten einschliessen, theils unmittelbar darüber beginnen sich in grösserer Häufigkeit einzelne Arten einzustellen, die man in der Regel für rein marine Conchylien zu halten geneigt ist. Bestimmt schon in derselben Lage mit den Congerien, Cardien etc. liegt eine Bivalve, die äusserlich ganz einer *Lucina* gleicht und von einer ganzen Reihe älterer und jüngerer tertiärer Lucinen weder in Gestalt, noch in Ornamentirung zu unterscheiden ist. Das Schloss derselben aber erweist sich als Diplodontenschloss. Es gelang, dasjenige einer linken Klappe blosszulegen; zwei Hauptzähne sind vorhanden, davon der vordere an der Spitze gespalten. Ein schwacher vorderer Seitenzahn ist ebenfalls vorhanden, dass ein hinterer da war, ist nicht sicher, aber wahrscheinlich. Schale ziemlich dick, aussen mit erhabenen, concentrischen Anwachsstreifen, Schlossrand beiderseits mit sehr stumpfem, aber deutlichem Winkel von den Seitenrändern abgesetzt. Der rückwärtige Theil des Schlossrandes ist dabei verhältnissmässig kurz, so wie bei *Dipl. Lamberti Desh.* aus dem Pariser Becken, der die Trifailer Form auch im Umrisse ziemlich nahesteht. Die Innenseite zeigt gegen den Wirbel radiale Streifung, wie solche bei vielen Lucinen und einzelnen Diplodonten (z. B. *Dipl. radians Desh.*, bei dieser aber sehr auffallend) bekannt ist; diese Streifung ist schwach, aber auch an Steinkernen noch sichtbar.

Das Vorkommen dieser Art in Gesellschaft von Cyrenen, Cardien, Congerien u. s. f. ist wohl geeignet, der Vermuthung Raum zu geben, ob man es nicht mit einer Angehörigen der Gattung *Cyrenoides Joannis* (*Cyrenella Desh.*) zu thun habe.

Isocardia spec.?

Eine sehr kleine, dünnschalige Bivalve mit stark eingerolltem Wirbel, lebhaft an *Isocardia*-Formen erinnernd.

Corbula spec.

Eine kleine *Corbula*, der *C. nucleus Ol.* ähnlich, beginnt sich in einzelnen Exemplaren bereits in den Schichten mit der hier behandelten Fauna einzustellen und wird gegen oben immer häufiger.

Limopsis spec.

Feingegitterte Schalenfragmente, welche immer in denselben Lagen mit den Congerien und Cardien auftreten und in ihrer Sculptur lebhaft an stark gegitterte *Limopsis*-Arten erinnern, an welche sich auch die Gestalt, soweit dies zu erkennen ist, anschliesst. Die Grösse ist für *Limopsis* eine bedeutende. Ich führe diese Reste hier an, weil sie sowohl im Tagbaue I zu Trifail, als auch im hangendsten Mergelschiefer der ehemaligen Töplitz-Kotredescher Tagbaue bei Sagor in Gesellschaft derselben kleinen Cardien auftreten, und weil auch Th. Fuchs (Tertiär von Stein in Krain, Verhandlungen d. geol. Reichsanst. 1875, pag. 48) *Limopsis spec.* neben Blattabdrücken, Unionen und anderen Süsswasserconchylien aus den dortselbst auftretenden Sotzkaschichten anführt.

Perna spec.

Im fischführenden Hangendmergelschiefer von Sagor, der im Niveau so ziemlich den hier angeführten Schichten des Tagbaues I von Trifail entsprechen dürfte, finden sich Bruchstücke von Pernaschalen (Universitätssammlung Wien) neben Cardien, *Arca*, *Cerithium* u. s. f. Bruchstücke von perlmutterglänzenden grossen Bivalvenschalen, die möglicherweise von Perna herrühren, sind auch im Tagbaue I zu Trifail mit der hier besprochenen Fauna zu finden.

Melania ex aff. M. Escheri Brongt.

Die schmälere Form mit zahlreichen Rippen und ohne die dornartigen Vorragungen an dem oberen Theile derselben über der eingesenkten Stelle, wie sie ebensowohl zu Kisouz in den tieferen Lagen als zu St. Michael bei Tüffer mit *Melania Sturi* und der übrigen vorangegangenen Süsswasserfauna auftritt, findet sich auch in diesen Schichten noch. Der letzte Umgang ist fast rippenlos.

Cerithium spec. aff. Lamarcki Brongt.

Kleine Cerithien mit drei spiralen Perlenreihen, zunächst mit der angeführten Art vergleichbar.

Neritina spec.

Kleine, ganz verdrückte Neritinen mit Spuren der Farbenzeichnung.

Limnaeus spec.?

Ziemlich grosse, dünnschalige, ganz verdrückte Gastropodenreste können mit einiger Bestimmtheit als zur Gattung *Limnaeus* angehörig angeführt werden.

6. Fauna der oberen Schichten der Hangendmergel (Chenopusmergel) des Trifailer Tagbaues I.

Chenopus Trifailensis nov. spec.

Taf. X, Fig. 23.

Diese in den obersten Hangendschichten des kohlenführenden Terrains zu Trifail und Hrastnigg ungemein häufige Form schliesst sich so enge an *Ch. haeringensis Gümbel* (vergl. K. Hofmann: Beitr. z. Fauna des Hauptdolomites und der älteren Tertiärgebilde des Ofen-Kovacsier Gebirges, pag. 26, Taf. XVI, Fig. 2) an, dass man mit Recht bezweifeln kann, ob beide getrennt werden können. Ich begnüge mich deshalb, die scheinbar vorhandenen geringfügigen Unterschiede hervorzuheben. Dieselben würden zunächst bestehen in der etwas früher beginnenden schon am vorletzten Umgange stark hervortretenden knotenartigen Anschwellung der Längsrippen und in der stärkeren Entwicklung der drei Kiele des letzten Umganges, welche bei *Ch. haeringensis* nach Hofmann schwach entwickelt sind, während sie bei *Ch. Trifailensis* eher als stark hervortretend zu bezeichnen wären. Der oberste dieser drei Kiele ist wie bei *Ch. haeringensis* geknotet, und zwar scheinen auch hier die Knoten stärker und deshalb weniger zahlreich vorhanden, als dies bei der Haeringer Art der Fall ist. Die beiden unteren Kiele sind knotenlos und erscheinen als glatte, hohe Reifen; dem unteren der beiden entspricht eine kaum merkbare, zahnartige Vorragung des Mundrandes. Die Zacken sind in der Regel ungemein lang und dünn, so wie bei *Ch. haeringensis*; es gibt aber auch Stücke, bei welchen sie kürzer und breiter bleiben und sich rascher krümmen als gewöhnlich. Auch die Dicke der Lippe wechselt recht bedeutend; es liegen Exemplare mit sehr stark verdickter Lippe vor. Die Länge des oberen Zackens, sowie seine Lage variirt derart, dass derselbe wohl meist annähernd parallel zur Längsaxe steht und die Spitze des Gehäuses überragt, zuweilen aber kürzer bleibt, sich mehr nach aussen neigt und nahezu eine dem mittleren Zacken parallele Richtung annimmt. Bei einzelnen Stücken besitzt auch der mittlere Kiel des letzten Umganges schwache knotenartige Verdickungen, was auch bei *Chen. haeringensis* manchmal einzutreten pflegt, wie mir vorliegende Stücke von Haering beweisen. Es ist also nach mehreren Richtungen hin eine ansehnliche Variabilität zu verzeichnen. Wenn hier die Form von Trifail unter einem besonderen Namen angeführt wird, so sind es also eben nur die geringen Unterschiede in der Knotung der mittleren Umgänge und in der Stärke der Kiele auf der Schlusswindung, welche mit Berücksichtigung des vielleicht nicht ganz übereinstimmenden geologischen Niveaus (die Haeringer Schichten gelten für Unteroligocän) dazu Veranlassung geben können. Jedenfalls stehen beide einander äusserst nahe.

In den obersten Hangendmergeln des kohlenführenden Terrains ist diese Art so häufig und bezeichnend, dass man diese Mergel geradezu „Chenopusmergel" nennen kann. Leider sind die Stücke fast durchaus ganz verdrückt und die Charaktere fast nie an einem und demselben Stücke sichtbar, so dass auch die beigegebene Abbildung zum Theil combinirt ist. In Vergesellschaftung damit finden sich nur wenige andere Molluskenarten, die nachstehend angeführt werden sollen, ausserdem Brachyurenreste (vergl. Denkschr. der kais. Akad. d. Wiss. XLVIII), einzelne Seesterne, kleine Seeigel mit erhaltenen Stacheln (*cfr. Echinus*), zahlreiche Fisch-, Schildkröten- und Pflanzenreste (darunter besonders Smilaxblätter auffallend und prachtvolle Palmenreste — *Sabal major*). Neuestens sind auch *Halitherium*-Rippen in diesem Niveau gefunden worden.

Turritella (Haustator) Terpotitzi nov. spec.

Taf. X, Fig. 24.

Die auffallende Form, von der nur ein ziemlich schlecht erhaltenes Exemplar vorliegt, besitzt keine Spitze (wohl eher durch Abrollung als durch Truncatur), so dass 5—6 der ältesten Umgänge fehlen dürften. Der Rest ist aus 9 Umgängen gebildet, hat eine Länge von 35 Millimeter bei einem Durchmesser der Basis von circa 13 Millimeter. Die Schale war anscheinend völlig glatt, nur an der unteren Partie der Umgänge zieht parallel der Naht eine schwache Spirallinie hin, zwischen welcher und der Naht sich mit fortschreitendem Wachsthume ein schwacher, aber deutlicher Wulst ausbildet. Derselbe ist an den beiden vorletzten und an der Schlusswindung am stärksten ausgesprochen, gegen die Mündung hin erscheint dieser Wulst fast als ein etwas nach auswärts gebogener, stark verdickter Rand. Die Basis ist tief ausgehöhlt, ähnlich wie jene der Xenophoriden, denen aber bekanntlich der verdickte Rand fehlt. Diese Form ist wohl trotz ihres etwas abweichenden Aussehens und ihrer ungewöhnlich tiefausgehöhlten Basis nichts als eine *Turritella* aus der Gruppe *Haustator Montf.*, zu deren Angehörigen (der recenten *T. imbricata* und *T. variegata* beispielsweise, sowie nahe verwandten oligocänen Formen der Fauna von Latdorf) sie unverkennbare Beziehungen hat.

Dentalium spec.

Sehr lange, dünne, bei 60 Millimeter Länge (unvollständig) kaum 1 Millimeter Dicke besitzende, dickschalige, vollkommen gerade, röhrenförmige Körper mit stellenweise deutlich erhaltener, feiner Riefung der Aussenseite können wohl nur von Dentalien herrühren. Aehnliche, aber etwas dickere und kürzere, zugleich etwas gekrümmte Formen, die sicher zu Dentalium gehören, kommen auch in dem nächsthöheren Niveau des marinen Tegels vor.

Corbula spec. indet.

Ausser dem *Chenopus Trifailensis* ist in den Chenopusmergeln das häufigste Fossil eine kleine Corbula, der *C. gibba Ol.* oder *C. sub-*

pisiformis Sandb. nahestehend, in Folge ungünstigen Erhaltungszustandes aber nicht näher bestimmbar. Sie findet sich manchmal zu ganzen Nestern zusammengehäuft.

Diplodonta spec.?

Wahrscheinlich identisch mit der bereits tiefer auftretenden *D. Komposchi n. sp.*

Arca spec.

Ein umgekehrt im Gestein liegendes zweiklappiges Exemplar einer Arca, in Grösse und Sculptur, soweit das erkennbar, etwa mit der *Arca pretiosa Sandb.* vergleichbar.

7. Neue Arten aus dem marinen Miocän.

a) Aus dem unteren marinen Tegel.

Pecten Mojsisovicsi nov. spec.

Taf. X, Fig. 25.

Die grösste vorliegende Klappe ist 41 Millimeter hoch, 38 Millimeter breit, also etwas schmäler als *Pecten semiradiatus Mayer*, mit dem die hier beschriebene Art viele Aehnlichkeit besitzt, bei welchem aber (auch bei den von K. Hofmann abgebildeten ungarischen Stücken scheint das der Fall zu sein) die Höhe von der Breite um ein geringes übertroffen wird. Schale flach, aussen vollkommen glatt, ohne die mindeste Spur der feinen Radialstreifung, die Ch. Mayer für *P. semiradiatus* angibt. Auch die concentrische Anwachsstreifung tritt nur sehr schwach hervor. Die Seitenränder gegen die Ohren in einer äusserst scharf markirten, völlig geraden Linie abgesetzt. An der Grenze zwischen diesem geradlinigen Seitenrande und dem übrigen Rande findet bei einzelnen Stücken keine allmälige Ausgleichung in der Aussencontour statt, sondern der äussere, hornig aussehende und durchsichtige Saum der Schale springt beiderseits ganz bedeutend vor, so dass eine ganz ungewöhnliche Verbreiterung des Vorder- und Hinterrandes der Schale an diesen Umbiegungsstellen der Randcontour zu Stande kommt, wie sie meines Wissens bei Pecten bisher nicht beobachtet wurde (vergl. Fig. 25*c*). Ohren an Grösse nicht allzustark verschieden, das vordere, wie zumeist, grösser, rechter Seite ohne merkbaren Byssusausschnitt; Oberseite der Ohren mit feiner, aber scharfer concentrischer Streifung.

Innenseite mit sieben starken, meist sehr regelmässig gestellten einfachen Verdickungsrippen, die nicht bis zum Rande der Schale reichen, sondern in einer bestimmten, regelmässigen Entfernung von demselben plötzlich enden. Die fünf inneren besitzen ihre grösste Breite und Höhe an ihrem Ende; die zwei seitlichen dagegen, die kürzesten also, besitzen gleichzeitig die absolut stärkste Verdickung, welche aber nicht am Ende, sondern ein geraumes Stück vor demselben auf-

tritt, gegen aussen scharf und fast knotig abbricht, während die Rippe selbst noch eine Strecke weit fortsetzt. An der Grenze gegen die Ohren endlich existirt noch eine neunte und zehnte Rippe, allerdings schwach, aber doch deutlich markirt. Der Schlossrand ist gerade, schwach nach abwärts gebogen, während die Aussenränder der Ohren, zum mindesten bei einzelnen Exemplaren, ein wenig gegen aufwärts gebogen sind.

Bandgrube scharf dreieckig, ihre Ränder beiderseits etwas höckerartig verdickt. Färbung der Schale weisslich, kalkig, undurchsichtig, der mehr oder minder breite Rand der Ohren, sowie der übrigen Schale braun, hornig, durchsichtig, ebenso die Rippen, besonders an ihren mehr angeschwollenen Enden. Bei demjenigen Stücke, welches die oben erwähnten seitlichen Vorragungen der Schale, respective des hornigen Randes derselben am schärfsten ausgebildet besitzt (eine rechtseitige Klappe), ist dieser hornige Rand zugleich weniger durchsichtig, anscheinend mehr verkalkt als bei den übrigen vorliegenden Stücken.

Die Innenrippen dieses Exemplares sind zugleich ungemein breit (so dass ihre Zwischenräume schmäler werden als die Rippen selbst) und ihre Gestalt ist sehr regelmässig niedrig dachförmig (vergl. Fig. 25 *c*). Ob das lediglich individuelle Unterschiede sind, ist vorläufig nicht zu entscheiden. Da diese merkwürdige Verbreiterung des Randes auch bei anderen Individuen, wenn auch nicht so stark, vorhanden ist, möchte ich auch jene auffallende Form nur für eine individuelle Abweichung, die aber keineswegs als Missbildung zu betrachten ist, ansehen.

Der hauptsächlichste Unterschied gegen *P. semiradiatus Mayer* ist wohl der Mangel der zarten Radialstreifung. Die ungarischen Vorkommnisse stimmen nach K. Hofmann vollkommen mit dem Häringer *Pecten semiradiatus* überein.

Ein weiterer Unterschied dürfte (nach den Abbildungen bei Hofmann zu urtheilen) darin liegen, dass die Innenrippen bei *Pecten semiradiatus* viel weiter entfernt vom Aussenrande abbrechen, als das bei unserer Art der Fall ist, obwohl gerade diese Distanz bei der Trifailer Form durchaus nicht constant bleibt. Es ist vielleicht nicht ohne Interesse, zu erwähnen, dass unter den von Herrn A. Pelz aus dem Rhodopegebirge eingesandten Gesteinsproben ein fester Mergelkalk sich befindet, dem ein Pecten aufsitzt, welcher vollkommen mit Hofmann's Abbildung des *Pecten semiradiatus* übereinstimmt. Als eine der wenigen verwandten Arten dürfte auch jene unbenannte Form von Neuseeland anzuführen sein, die im paläontologischen Theile des Novara-Reisewerkes abgebildet wurde und deren Original im kaiserl. Hof-Mineralien-Cabinet liegt. Dieselbe ist gleichgross wie *P. semiraditatus* und *P. Mojsisovicsi*, besitzt aber zehn Innenrippen. Die häufigste und bekannteste Art dieser Gruppe ist der kleine *Pecten duodecimlamellatus Br.* Auch *P. quinqueradiatus Mayer* (Journ. Conch. XVII) gehört wohl in die Nähe.

Pecten Mojsisovicsi hat sich bisher in sechs einzelnen Klappen im marinen miocänen Tegel über dem Tagbaue I zu Trifail vorgefunden.

b) Aus den oberen marinen Mergeln (Tüfferer Mergeln).

Pecten (Semipecten) Zollikoferi nov. spec.

Taf. X, Fig. 26.

Von annähernd kreisrunder Gestalt, die fast immer in Folge von Streckung des Gesteins ein wenig verzerrt ist. Breite 19 Millimeter, Höhe 17 Millimeter, flach, glatt, innen wie aussen, in grösseren Zwischenräumen auf der Aussenseite mit stärkeren Absätzen der Anwachsstreifung, unter der Loupe äusserst fein und dicht radialgestreift. Hinteres Ohr in der für Semipecten charakteristischen Weise nicht deutlich abgesetzt, das rechte vordere Ohr durch einen tiefen Byssusausschnitt, in dessen Fortsetzung gegen den Wirbel eine scharfe Furche liegt, von der Schale getrennt, schmal und lang, radialgerippt und von rauhen Anwachsstreifen durchsetzt. Der dem Byssusohre anliegende Rand der Schale deutlich concav; die Furche zwischen Schale und Ohr besonders auf dem Steinkerne sehr scharf markirt (Fig. 26 *c*). Linkes vorderes Ohr beinahe glatt, nur mit ganz feinen Rauhigkeiten besetzt. Innenseite ganz glatt und rippenlos.

Semipecten unguiculus Mayer aus dem Unteroligocän von Ofen (vergl. Hofmann im Jahrb. ungar. geol. A. 1873) ist wohl sehr nahestehend. Noch näher vielleicht steht der von Kittl (in Verh. geol. R.-A. 1882, pag. 298) diagnosticirte *Pecten Auensis* aus den obersten marinen Lagen im Leithagebirge; hier würde auch das stratigraphische Niveau übereinstimmen. Die Art sei dem Andenken des ausgezeichneten ersten Erforschers der tertiären Ablagerungen der Bucht von Tüffer gewidmet. Sie stammt von St. Nicolai südlich von Tüffer, einer Localität, deren Petrefactenführung Th. v. Zollikofer zuerst entdeckte und bekannt machte.

Topographischer Theil.

Da die auf das Grundgebirge bezüglichen Beobachtungen bereits im vorhergehenden stratigraphischen Theile mitgetheilt wurden, so wird sich der topographische Theil vorzüglich nur mit dem Tertiär, dessen Untersuchung mir auch als Hauptaufgabe gestellt war, zu beschäftigen haben. Die von mir begangenen Antheile des Tüfferer Tertiärbeckens zerfallen orographisch, vorzugsweise aber tektonisch in drei scharf geschiedene Abschnitte, deren östlichster gegen Westen bis zum Wobenbache bei Hrastnigg reicht, deren mittlerer zwischen diesem Hrastnigger Bache und jenem von Trifail liegt, während der westlichste das Sagorer Gebiet, das ich bis gegen Gallenegg kennen lernte, umfasst. Diese drei Hauptabschnitte sind in Bezug auf ihre Lagerung sehr verschieden gestaltet; in jeder Beziehung die grösste Regelmässigkeit herrscht im Osten, von Hrastnigg an bis über Tüffer hinaus. Da nun die Umgebung von Tüffer von jeher am genauesten untersucht wurde (Zollikofer, Stur, Hoernes), so musste dieselbe wohl auch meinerseits, soweit dies zur Orientirung und zur Durchführung des Vergleiches der hier auftretenden Ablagerungsgruppen mit denen der westlicheren Abschnitte

nothwendig war, begangen werden, so dass der östlichste Abschnitt über die Grenzen des mir zugewiesenen Untersuchungsgebietes bis Tüffer ausgedehnt wurde. Es wurde so im engsten Anschlusse an die Untersuchungen von Zollikofer und Stur eine feste und sichere Basis gewonnen, von welcher aus die Gliederung der tertiären, vorzüglich der miocänen Gebilde auch in den westlicheren Gebieten, deren Lagerungsverhältnisse oft derartige sind, dass aus ihnen allein kaum ein Schluss auf die normale Schichtfolge zu erhalten ist, durchgeführt werden konnte. Wir werden somit bei der Besprechung der Verbreitung und Lagerung der tertiären Bildungen der inneren Tüfferer Bucht ebenfalls bei Tüffer beginnen und von hier aus gegen Westen vorschreiten.

1. Der östliche Abschnitt (von Tüffer bis Hrastnigg).

In der ganzen Erstreckung von Tüffer bis Hrastnigg ist der Nordflügel der Mulde in ausgezeichnet regelmässiger Entwicklung aufgeschlossen. Bedeutendere Störungen und Unregelmässigkeiten herrschen nur unmittelbar am Grundgebirgsrande. Weit weniger regelmässig ist die Entwicklung des Südflügels, der bei Tüffer selbst verdoppelt erscheint, gegen Hrastnigg aber nahezu ganz fehlt und nur an einer Stelle, und zwar im Profile Unitschno-Marnu-Turje ebenfalls fast vollständig entwickelt auftritt. An dieser Stelle erreicht zugleich die Mulde ihre grösste Breite, die obersten und jüngsten Schichten sind in bedeutender Erstreckung noch vorhanden und dieses Profil ist überhaupt das regelmässigste, welches meines Wissens in der gesammten, mir bekannt gewordenen Erstreckung der Tüfferer Bucht existirt. Wir werden später ausführlicher auf dasselbe zurückkommen. Bei Tüffer selbst ist, abgesehen von dem gestörten Rande des Grundgebirges, folgende Schichtreihe entwickelt:

Als ältestes Glied die kohlenführenden Sotzkaschichten mit ihren Hangendmergeln, nur in sehr gering verbreiteten und unregelmässigen Aufschlüssen vorhanden, von denen später noch die Rede sein soll. Darüber folgt, wie bekannt, das Miocän, und zwar zunächst marine Miocänbildungen, als deren tiefstes der marine Tegel, dessen Zug der Einthalung, in welcher der Weg von Tüffer gegen Sta. Catharina hinaufführt, entspricht, und welcher hinter dem Brauhause von Tüffer durch Abgrabungen blossgelegt wurde. In demselben gefundene Petrefacten wurden bereits oben angeführt. Es folgt im Süden dieser Einthalung ein höherer Rücken. An dessen Nordabhange erscheinen über dem Tegel die Sande von Gouze stellenweise in kleinen Rutschungen entblösst. Der Kamm des Rückens entspricht dem Durchziehen einer dünnen, vielleicht nur local vorhandenen Nulliporenkalkbank, welche also die stratigraphische Stellung des unteren Leithakalkes besitzt, da im Süden derselben sofort die mächtige Masse des Tüfferer Mergels folgt[1]). Das Streichen dieser Schichten ist ein nahezu rein ostwestliches, das Einfallen ein sehr steil südliches bis zu nahezu senkrechter Stellung. Die Tüfferer Mergel sind als weiches Gestein an den bebuschten rechten

[1]) Tegel, Sand und unterer Leithakalk mögen zusammen 100 Meter, der Tüfferer Mergel für sich allein an 200 Meter Mächtigkeit besitzen.

Gehängen der Sann nahezu gar nicht aufgeschlossen, jenseits aber am linken Ufer liegt bei den südlichen Häusern von Tüffer jener grosse Steinbruch in ihnen, dessen schon Stur l. c. pag. 570 gedenkt und aus welchem eine Anzahl von Petrefacten stammen, die zum Theile schon oben angeführt wurden. Eine vollständige Liste des mir vorliegenden älteren und neueren Materiales von dieser Stelle würde lauten:

Natica cfr. helicina Br.
Lucina borealis L. oder *L. ottnangensis Hoern.*
Solenomya Doderleini Mayer.
Tellina spec. (aff. crassa Pen.).
Nucula cfr. nucleus L.
Leda cfr. pellucida Phil.
„ *cfr. nitida Br.*
Brissopsis spec.

In der Grazer Universitätssammlung sah ich von dieser Stelle noch *Schizaster spec.* und *Flabellum spec.*, worüber man auch die oben nach R. Hoernes mitgetheilte Fossilliste vergleichen wolle, in der ausserdem *Anatina Fuchsi R. Hoern.* figurirt, die aber, wenn ich mich



a Triasdolomit.
b „Gailthaler Schiefer"?
1 Marines, miocänes Grundconglomerat und Leithakalk, dem Grundgebirge ansitzend.
2 Mariner Tegel.
3 Grünsand von Gouze.
4 Nulliporenkalkbank (unterer Nulliporenkalk).
5 Tüfferer Mergel.
6 Nulliporen- und geröllefübrendes kalkiges Gestein (oberer Nulliporenkalk?) und Uebergangsbildungen zwischen Marin und Sarmatisch.
7 Sarmatische Bildungen.
v Mergel mit Rissoen und Modiolen, } Uebergang aus dem Tüfferer Mergel
vv Mergel mit Syndosmyen und Cardien, } ins Sarmatische.
vvv Mergel mit *Cerithium*, *Cardium obsoletum* und *Syndosmya* (sarmatisch).

recht erinnere, auf äusserst zweifelhafte Reste basirt ist. Das Gestein ist hier ein glimmerigsandiger, plattiger, blaugrauer, schlierähnlicher, aber ziemlich fester Mergel. Am rechten Ufer, respective an den höheren Abhängen desselben reicht der Tüfferer Mergelcomplex bis nahezu an die kleine Einsattlung, welche nördlich unterhalb der Kirche von St. Christoph die Kuppe, auf welcher diese Kirche steht, von dem höheren Rücken im Norden davon trennt. Es ist mir auf diesem Durchschnitte keinerlei härteres, kalkiges Gestein aufgefallen, das hier den Tüfferer Mergel gegen oben begrenzen würde; beiläufig im Fortstreichen dieser oberen Begrenzung aber dürfte jenes nulliporen- und geröll-

führende festere Gestein liegen, das südlich der Tüfferer Eisenbahnbrücke zwischen Strasse und Fluss aufgeschlossen ist, südwestlich einfällt und dessen Petrefactenführung bereits von Stur und Hoernes hervorgehoben wurde. Eine Liste der hier auftretenden, meist sehr schlecht erhaltenen und stark abgerollten Arten wolle man weiter oben vergleichen. Nicht weit verschieden im Niveau von jenem Vorkommen, das vielleicht einer Linse mehr kalkigen Gesteines entspricht, sind wohl jene Rissoen- und Modiolenreichen Mergel, deren schon von unterhalb Bresno gedacht wurde, und welche sich in genau derselben Entwicklung auch hier bei Tüffer in den oberen Niveaus der Tüfferer Mergel einstellen. Sie wurden, wie schon erwähnt, am Anstiege vom Tüfferer Friedhofe gegen St. Christoph ebenfalls angetroffen und nur um wenig höher, der Schichtstellung nach bestimmt darüber liegend, jene ebenfalls bereits erwähnten Syndosmyen- und Cardienführenden dünnplattigen Mergel, welche entschieden schon Uebergangsgebilde gegen die sarmatischen Schichten darstellen. Die *Syndosmya* ist hier gegenüber den Cardien die seltenere Form; unter den Cardien selbst sind hier wieder jene Abarten vertreten, bei denen auch die sonst glatte Mittelregion der Schale zwei oder drei sehr schwache Rippen besitzt. Noch um ein Weniges höher, da wo der Fusssteig an einer kleinen Abrutschung knapp unter dem Rande der oberen Kante des Abhanges hinführt, stehen bereits (nahe südöstlich unter St. Christoph) Schichten an, welche meines Erachtens dem Sarmatischen zugezählt werden müssen. Es sind sandige Mergel und mergelige Sandsteine, welche neben nicht seltenen Cerithien besonders Cardien aus der Verwandtschaft des *C. obsoletum* und wieder jene Syndosmya-artigen dünnschaligen Bivalven führen. Die ganze Höhe von St. Christoph bis gegen die Sann hinab in SO und S besteht aus diesen Schichten, die mit gröberen Sandsteinen und groben Conglomeraten, sowie mit blaugrünem, fettem Tegel wechsellagernd einen Complex zusammensetzen, welcher von hier an über Stermac, Dornfeld und Sta. Gertraud gegen Westen, das Innerste der Mulde bildend, weiter zieht. Die Höhen westlich von der Strasse im Süden von Tüffer, gegenüber dem oben erwähnten Aufschlusse kalkiger Gesteine, bestehen nahezu in ihrer ganzen Mächtigkeit aus diesen Schichten, welche durch häufige Rutschungen beständig Correctionen der Böschungen nothwendig machen. Von diesen durch Rutschungen entblössten Gehängen stammen:

Buccinum duplicatum Sow., ein verdrücktes, aber sicher bestimmbares Stück
Cerithium pictum Bast. } in gleicher Häufigkeit.
„ *rubiginosum Eichw.* }
„ *nodosoplicatum Hoern.* Selten.

Die hier noch in südlicher Richtung einfallenden Schichten biegen sich wenig südlicher um und fallen südlich unterhalb St. Christoph bereits gegen Nord, so dass die synclinale Axe nahe südlich von St. Christoph in ostwestlicher Richtung gegen Sta. Gertraud verläuft (vergl. oben beigegebene Skizze). War das Thal der Sann von Cilli bis Maria Gratz unterhalb Tüffer ein ausgesprochenes Querthal, so ist es von Maria Gratz westwärts bis Udmath ein Längsthal, dessen Verlauf genau dem Schichtstreichen entspricht. Südlich unter St. Christoph an der Strasse wurden gefunden:

Cerithium pictum Bast.
„ *rubiginosum Eichw.*
Melania Escheri Brongt.? Bruchstücke, nicht ganz sicher.

Während diese Arten, aus dem Tegel ausgeschwemmt, lose an den Abhängen umherliegend vorkommen, findet man in anstehendem, feinsandigglimmerigem Mergel, der von dem westlich der Werkdirection Hrastnigg bereits oben erwähnten Gesteine nicht zu unterscheiden ist und jedenfalls noch den tieferen Lagen des Sarmatischen oder den Uebergangsgesteinen zufällt, folgende Versteinerungen:

Syndosmya aff. apelina Ren.
Cardium spec., die bereits mehrfach erwähnte Art mit wenig zahlreichen Rippen und oft ganz rippenloser Schalenmitte, wie sie kurz vorher aus den tiefsten Lagen des Nordflügels von SO unterhalb St. Christoph angegeben wurde.
Cardium cfr. obsoletum Eichw., Formen, die vom sarmatischen *C. obsoletum* und dessen Abarten (*C. protractum Eichw.*, *C. ruthenicum Hilber*) kaum zu unterscheiden sind.
Cerithium cfr. rubiginosum Eichw.
Zerdrückte kleine Gastropoden.
Ostracoden.

Etwas höher bei dem Bauernhofe wurde gerade behufs Planirung sandiger Mergel, mergeliger Sandstein und Tegel abgegraben. Es enthielt speciell der Tegel, wie es schien in einer einzigen Lage nur, zahlreiche Cerithien (*C. pictum*), einzelne Exemplare von *Neritina picta Fér.*, sowie Trümmer von *Cardium*, ausserdem kommen, ganze Schichtflächen bedeckend, wirr durcheinander liegende Blätter einer behaarten Carex-Art vor. Schon Stur kannte die Petrefactenführung der Abrutschungen gegenüber Maria Gratz (l. c. pag. 569), zählt aber diese Schichten den unteren marinen Sanden zu, worin ihn das Auftreten einzelner, sonst nur in marinen Schichten vorkommender Arten (*Buccinum Rosthorni* und *Arca diluvii*) bestärkt haben mag. Es ist möglich, dass er hier in einer etwas tieferen Schichte gesammelt hat, als jene ist, aus welcher die von mir aufgefundenen Arten herrühren. Gegen Osten von der Sann scheinen die sarmatischen Bildungen von St. Christoph nur mehr einen ganz beschränkten Raum nördlich oberhalb der Cementfabrik von Maria Gratz einzunehmen. Die Brüche dieser Cementfabrik am Ausgange des Lahomblthales (Jestrenzabaches) gehören bereits den Tüfferer Mergeln des Südflügels an.

Schon Stur nennt von hier *Buccinum costulatum Br.* und *Corbula gibba Oliv.* Die rechtsseitigen Abhänge des Lahomblthales sind überhaupt vorherrschend, wenn nicht ausschliesslich aus diesen Tüfferer Mergeln gebildet, in denen weiter thalaufwärts bei der Höhenangabe 240 Meter ein zweiter grosser Cementbruch existirt. Auch hier sind Petrefacten sehr selten, am häufigsten noch *Buccinum cfr. costulatum Brocc.* Das Gestein ist vorherrschend schlierartig, aber fester. Die von Stur angeführten zwei Arten stammen dagegen aus weicherem, gelblichem, feinsandigem, plattigem Mergel, der ganz und gar Gesteinen gleicht, die in demselben Niveau westlicher, z. B. um Trifail häufig

zu finden sind. In ganz ähnlichem Gesteine fand ich nordöstlich oberhalb jenes zweiten Cementbruches ein Exemplar von *Cryptodon cfr. sinuosus Don.*, ein häufiges Petrefact der analogen Schichten bei Trifail und Sagor.

Th. v. Zollikofer's Profil Chumberg-St. Nicolai schneidet die hier besprochenen Aufschlüsse, und der oberste Sandstein der Muldenmitte dieses Profiles entspricht offenbar den letzten Resten der sarmatischen Bildungen nördlich oberhalb der Cementfabrik bei Maria Gratz. Der südliche Flügel dieses Profiles ist nicht so ganz einfach gebaut, wie ebenfalls schon Th. v. Zollikofer bekannt war. Wenn man vom Süden her aus dem Dolomiteinrisse des Gratschanitzathales gegen St. Nicolai ansteigt, so findet man, an der Höhe der Dolomitkuppen angelangt, zunächst über dem Dolomite eine Platte mergeligen und compacteren Nulliporenkalkes in sehr unregelmässiger Weise aufsitzend. Am Waldausgange beginnt das regelrechte Profil der Tertiärmulde, unterhalb der Häusergruppen Losche und Vodisko zunächst als weiches, wohl vorherrschend mergeliges Terrain ohne genügende Aufschlüsse, von den Wiesen und Feldern der Ortschaften eingenommen, von den höheren Kuppen um St. Nicolai durch eine ansehnlich mächtige und auffallend hervortretende Wand kalkiger Gesteine geschieden. In den tiefsten Partien dieser unteren Mergel wurde ein Pecten gefunden, welcher identisch ist mit jenem Pecten, der in dem marinen Tegel bei Trifail ziemlich zahlreich auftritt und in die Verwandtschaft des *P. spinulosus Mstr.* und *P. Koheni Fuchs* gehört. Die kohlenführenden Sotzkaschichten wurden hier nicht beobachtet. Die über diesem marinen Mergel auftretende Kalkwand ist nicht ununterbrochen, sondern wird scheinbar durch parallele Querverwürfe in mehrere unzusammenhängende Partien getrennt, die wohl urspünglich einer continuirlichen Kalkmasse angehört haben mögen. Wenn man die ober Vodisko sich erhebende Wand, deren Hauptgestein ein Quarz-Conglomerat mit Kalkcement und zahlreichen Fossiltrümmern (auch Bryozoën) ist, passirt hat, so trifft man östlich und höher, unter St. Nicolai in SO, auf eine zweite solche, die nicht gegen Westen fortsetzt. Im Hohlwege westlich unter St. Nicolai ansteigend, muss man sich dem Einfallen nach in Gesteinen befinden, welche im Hangenden der Wand oberhalb Vodisko liegen. Es sind diese Gesteine aber ihrem ganzen Charakter nach die Tüfferer Mergel (Leithamergelschiefer Zollikofer's). In gelblich gefärbtem, krümmeligen Kalkmergel liegen hier zahlreiche zerdrückte Petrefacten, in denen man noch Arten von *Nucula*, *Leda*, *Lucina*, *Buccinum* neben Fischknöchelchen und Schuppen erkennt. Damit wechsellagern dünnplattige, blaugraue, schlierartige Mergel mit zahlreichen Fischschuppen und dickere plattige Bänke, die nahezu ausschliesslich aus Fischresten zusammengesetzt sind — ein ganz sonderbares und ungewöhnliches Gestein!

Nur etwas weiter in NNW, bei der kleinen Capelle an einem Kreuzwege, stellen sich die echten, schlierartigen, blaugrauen Tüfferer Mergel ein und halten im Hohlwege gegen Laschische gut aufgeschlossen an. Bei der erstgenannten Capelle selbst ist der Mergel äusserst zart, sandigglimmerig und mit Nucula ganz erfüllt, gleich gewissen Lagen dieses Niveaus bei Trifail und Plesko; die mehr

plattigen Lagen enthalten auf den Schichtflächen zahlreiche Exemplare eines kleinen Semipecten, der im paläontologischen Theile als *Semip. Zollikoferi nov. spec.* beschrieben wurde. Das Gestein ist gezerrt und gefältelt und die Pectenschalen haben diese Zerrung und Fältelung mitgemacht. Ausser diesem Pecten wurde hier *Cryptodon cfr. sinuosus Don.* und *Nucula cfr. nucleus L.* gefunden. Im Hohlwege gegen Laschische erhält man aus den schlierartigen Mergeln einzelne Exemplare einer *Lucina cfr. borealis L.* oder *ottnangensis R. Hoern.* Am Brunnen kurz vor Laschische steht wieder das dünnplattige, graublaue Gestein mit zahlreichen *Pecten* (*Semipecten*) *Zollikoferi nov. spec.*, kleinen Cryptodonartigen Bivalven und zerdrückten Echinidenresten an. Diese Fundstellen im Tüfferer Mergel bei St. Nicolai waren offenbar schon Th. v. Zollikofer bekannt, und von hier stammt auch Rolle's *Nucula Zollikoferi*, die Stur (l. c. pag. 569) für nicht verschieden von *Nucula nucleus L.* hält. Unmittelbar über diesen oberen Lagen von Tüfferer Mergeln bei dem erwähnten Brunnen folgt ein vom Gairachhrib herabziehender Zug von Nulliporenkalk. Das Terrain, welches nun von diesem Nulliporenkalkzuge im NO gegen den Hauptkamm von St. Leonhard folgt, kann ich für nichts anderes ansehen, als für die sarmatischen Schichten von St. Christoph bei Tüffer; es ist ein sehr wenig aufgeschlossenes, lehmiges Terrain, über welchem der erwähnte Hauptkamm selbst grösstentheils sandiger Natur ist. Es erstrecken sich diese Schichten bis über St. Leonhard hinaus gegen Grachousche und überall hier liegen die Sandstein- und Conglomerat-Concretionen, wie sie bei St. Christoph und westlicher vorkommen, umher. Von Grachousche selbst führt bereits Stur (pag. 567) eine Reihe von Petrefacten an, unter denen *Melania Escheri* und *Cerithium pictum* und *rubiginosum* auffallen und möglicherweise für sarmatisches Alter der betreffenden Ablagerungen sprechen. Es ist nun aber hervorzuheben, dass diese muthmasslich sarmatischen Schichten zwischen Laschische und St. Leonhard nicht bis in das Lahomblthal hinabreichen, sondern dass, wie schon ein Ausblick von oben deutlich zeigt, die Gehänge um Bukuje oberhalb Maria Gratz (südlich) bereits wieder aus Tüfferer Mergeln bestehen, die westlicher bei Goričica bis auf die Kammhöhe heraufreichen, wie man denn auch von Goričica gegen Maria Gratz hinab gar nichts als Tüfferer Mergel und die damit wechsellagernden Fischschiefer verquert. Auch diese Beobachtungen stehen im besten Einklange mit Zollikofer's oben citirtem Profile, pag. 22, Fig. 12. Aus diesem Profile deducirt Zollikofer unter anderem, dass hier der südliche Muldenflügel besser entwickelt sei als der nördliche, in welchem einzelne Glieder fehlen. Setzt man die beiden von Zollikofer angegebenen Leithakalkniveaus und die zwischen ihnen eingeschlossene Hauptmasse von Tüfferer Mergel einander gleich, was man, ohne Gefahr in einen Fehler zu verfallen, thun darf, so ergibt sich thatsächlich ein bedeutendes Plus an höheren Schichten für den südlichen Flügel. Es ist nun beachtenswerth, dass Zollikofer eine zweite Möglichkeit, diese Verhältnisse zu erklären, selbst andeutet dadurch, dass er sagt, es sei auch denkbar, dass in der Nähe des Jestrenzabaches eine kleine Verwerfung stattfinde. Damit kann er wohl nur die südlichen Gehänge des Lahomblgrabens in seinem Profile gemeint haben, und hat, dies voraus-

gesetzt, offenbar das Richtige getroffen. Nimmt man nämlich an, dass die im Süden ober Maria Gratz liegenden Tüfferer Mergel von dem anscheinend unter ihnen liegenden, aller Wahrscheinlichkeit nach sarmatischen Ablagerungen bei Laschische-St. Leonhard durch eine Längsverwerfung getrennt sind, welche Annahme ja kaum zu umgehen ist, so erklärt sich die anscheinend abnormale Mächtigkeit des südlichen Flügels im Profile Chumberg-St. Nicolai durch eine Schichtwiederholung. Auch die wenigen Beobachtungen, welche nordöstlich von St. Leonhard gemacht werden konnten, lassen sich, wie ich glaube, ohne den Thatsachen Zwang anzuthun, dem hier angenommenen Gesichtspunkte unterordnen. Dieser Gesichtspunkt aber wäre im Wesentlichen der, dass angenommen wird, es stossen hier in einem Längsbruche zwei getrennte Schollen zusammen, von denen die südliche mit ihrem obersten Gliede, dem Sarmatischen, anscheinend unter das zunächst angrenzende tiefste Glied der nördlichen Scholle, die Tüfferer Mergel, einzufallen scheint. Das ist aber nur bei Laschische-St. Leonhard der Fall; weiter in O und NO kommen unter den Tüfferer Mergeln der Nordscholle offenbar tiefere Horizonte zum Vorschein, und die Höhe des Gorskidol bei Grachousche zeigt an ihrem Südabsturze schon von weitem eine Wand von Kalk, der wohl nur Nulliporenkalk sein kann. Da Alles gegen Norden einfällt, so müsste dieser Nulliporenkalk ein weiteres Hangendglied der bisher im Südflügel beobachteten Schichtfolge sein. Verquert man von Loke gegen Laische hinauf den Kamm, so stösst man auf Sand, der allem Anscheine nach dem Grünsande von Gouze entspricht, und darüber gegen Laische folgt die westliche Fortsetzung der Nulliporenkalkwand unter dem Gorskidol. Die Kalkplatte senkt sich von da ziemlich steil in den Lahomblgraben hinab und wird oberhalb Teutsche vom Graben selbst geschnitten.

Eine ansehnliche Partie des Abhanges südöstlich oberhalb Teutsche gegen Tworec ist Nulliporenkalk, während die gegenüber liegenden Höhen von St. Peter vollständig aus Tüfferer Mergeln zu bestehen scheinen, welche an der Strassenbiegung am rechten Ufer nordöstlich gegenüber Teutsche in ihren tiefsten Lagen zahlreiche glatte Pectines, wahrscheinlich *P. Zollikoferi nov. sp.* von St. Nicolai, führen. Eine directe Verbindung dieser Leithakalke und Tüfferer Mergel von Teutsche-St. Peter mit jenen von St. Nicolai-Laschische anzunehmen ist meiner Ansicht nach schon mit Rücksicht auf das ostwestliche Hauptstreichen unthunlich; noch eher könnte man hier Querverwerfungen zu Hilfe herbeiziehen; die oben supponirte Längsstörung dagegen lässt sich bereits ohne Mühe aus der Uebersichtskarte Zollikofer's vom Jahre 1860 herauslesen, ein Umstand, der bei der grossen Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Zollikofer'schen Aufnahmen wohl hervorgehoben zu werden verdient.

Die oben erwähnte Leithakalkplatte gegenüber St. Peter im Lahomblthale wird ober der Höhenangabe (354 Meter) bei nordnordwestlichem Fallen vom Bache durchrissen. Darunter erscheint höher (noch unterhalb „Bezgošek") der charakteristische Grünsand von Gouze mit einzelnen Petrefacten und in seinem Liegenden eine mächtige Masse groben Grünsandconglomerates mit zahlreichen Pecten- und Austernschalen, welches Gestein insbesondere den Höhenzug nördlich vom Bache bis

gegen Zlatina bildet. In der Thaltiefe liegt darunter wohl auch noch Tegel. Ueber die Höhen von Trobenthal in das Mišetnicathal hinab nach Süden fehlen mir genauere Beobachtungen, da ich ohne Karte (das Blatt „Rohitsch" war damals noch nicht erschienen) die Orientirung verlor. Die Aufschlüsse sind hier überdies nahezu gleich Null; ein eigenthümliches, tuffigsandiges, grünes Gestein steht hie und da an, ob als Liegendes der Kohle von Trobenthal? Auf den Wasserscheidehöhen, die etwa in der östlichen Fortsetzung des Gorskidol liegen, ist wieder Nulliporenkalk sehr verbreitet; tiefer gegen Süden, bereits am Abstiege in die oberen Verzweigungen des Mišetnicabaches zieht um die Häusergruppen Derbouz und Dobie Cerithiensandstein gleich jenem von St. Christoph durch und es liegt daher die Vermuthung nahe, dass der sarmatische Complex von Fautsch und Maria Dobie sich in dieser Richtung mit den oben erwähnten, höchstwahrscheinlich ebenfalls sarmatischen Ablagerungen um St. Leonhard-Laschische vereinigen möge. Der ganze Tertiärzug hier im Süden ist aber offenbar nur schmal, denn die südöstlich vom Mišetnicabache sich erhebenden Höhen des Voluš bestehen schon aus Dolomit. Beim Uebersetzen des von Grachousche herabkommenden Grabens fällt auf, dass derselbe massenhaft den fraglichen Gailthaler Schiefer des nördlichen Muldenrandes führt; da derselbe auch, wie Stur angibt, auf den Halden der alten Kohlenbaue von Trobenthal liegt, so ist es wohl sehr naheliegend, anzunehmen, dass der Einschnitt des Grachouscher Baches denselben bereits erreicht, wenn da nicht etwa ebenfalls herabgeschwemmtes Haldenmaterial alter Baue vorliegt.

Zollikofer gibt an, dass die Lagerung noch bei Trobenthal eine anticlinale sei, als Fortsetzung des weiter im Osten sich inmitten des Tertiärs heraushebenden Rudenzagebirges. Die Längsstörung von St. Leonhard-Laschische dürfte wohl ebenfalls in Beziehungen zu diesen östlicheren Verhältnissen stehen; welcher Art aber diese seien, dies zu untersuchen fehlte mir die Zeit.

Wir kehren deshalb zu dem oben beschriebenen Profile von Tüffer-St. Christoph zurück, um dasselbe gegen Westen weiter zu verfolgen. Auf der ganzen Strecke zwischen Tüffer und Hrastnigg ist, von dem nördlichen Grundgebirgsrande abgesehen, die Lagerung eine äusserst regelmässige, das Einfallen durchwegs ein steil gegen Süden gekehrtes, oft nahezu senkrechtes. Die einzelnen Zonen des Tertiärs treten hier schon orographisch mit grosser Klarheit hervor. Zunächst dem Grundgebirge, welches mit Ausnahme der Strecke zwischen St. Michael und Hudajama als hoher Wall, der die Mulde gegen Norden abschliesst, entwickelt ist, tritt eine durchlaufende Einfurchung auf, die dem Durchziehen der kohlenführenden Sotzkaschichten, dem marinen Tegel und dem Grünsande von Gouze entspricht. Es folgt im Süden davon ein nahezu constant verlaufender Rücken, dessen Kammhöhe durchschnittlich über 500 Meter beträgt und welcher dem Durchstreichen des unteren, gegen Westen immer mächtiger werdenden Leithakalkes (Korallenkalkes der Bergleute) entspricht. An ihn schliessen sich südwärts unmittelbar gerundete, wenig aufgeschlossene Gehänge an, dem Tüfferer Mergel zufallend. Ihre Südseite wird, zum mindesten im Westen, von einem etwas niedrigeren Höhenzuge begleitet, welcher schon aus Sandsteinen

und Conglomeraten besteht, die der Basis der sarmatischen Bildungen angehören; es folgen endlich die höheren sarmatischen Bildungen der Muldenmitte, grösstentheils aus thonigem Materiale bestehend. Die synclinale Axe verläuft annähernd von St. Christoph über Sta. Gertraud, Marnu und Slatina gegen Doll. Die inneren Schichten der Mulde (das Sarmatische) sind zwischen St. Christoph und Sta. Gertraud nur als schmaler Zug am rechten Sannufer entwickelt, nehmen bereits bei Sta. Gertraud an Breite zu und erreichen bei Marnu eine solche Ausbreitung, dass sie die Hälfte der horizontalen Distanz zwischen beiden Rändern des Beckens überdecken. Während bei Sta. Gertraud die Entwicklung des Südflügels keine regelmässige ist, was wohl, wie schon Zollikofer annahm, mit dem Auftreten der Triaskalkkuppe des Novajak im Zusammenhange steht, ist im Profile Unitschno-Marnu-Turje auch der Südflügel in ziemlich vollständiger Weise vertreten, so dass man hier eigentlich eines der ungestörtesten Profile durch die Gesammtmulde vor sich hat. Wir haben gesehen, dass der Liegendleithakalkzug der Tüfferer Mergel bei Tüffer selbst nur in äusserst rudimentärer Weise entwickelt ist, im Fortstreichen gegen Westen schien er mir noch auf der Kammhöhe des Dornberges oberhalb Hudajama gänzlich zu fehlen, so dass hier die die Höhen bildenden Tüfferer Mergel unmittelbar auf den Gouzer Grünsand, in dem hier die besten und petrefactenreichsten Aufschlüsse liegen (man vergleiche die oben mitgetheilte Fossilliste!), folgen würden. Erst an der westlichen Kante des Dornberges scheint ein schwacher Leithakalkzug anzusetzen, der sich am Kamme südlich über den Gouzer Tagbauen bereits ansehnlich verbreitert und von nun an in zusammenhängendem Zuge über die nördlichen Werkhäuser von Bresno, nördlich oberhalb Unitschno und Kristendoll und bei Dorf Hrastnigg durchzieht und bei Werk Hrastnigg im linken Gehänge des Wobenbaches sein vorläufiges Ende erreicht. Die noch bei Gouze mächtigen Grünsande sind weiter im Westen kaum an irgend einer Stelle aufgeschlossen zu beobachten und müssen mitsammt ihrem Liegendtegel jedenfalls, wenn verhanden, nur schwach entwickelt sein, so dass der Gedanke, dass diese Bildungen und der untere Leithakalk sich wenigstens theilweise vortreten mögen, sehr nahe liegt. An den Tüfferer Mergeln dagegen bemerkt man gegen Westen keine Aenderung in der Mächtigkeit. Sie sind auf der Höhe des Dornberges selbst, sowie im Graben westlich davon, im Bresnobache unter den oberen Werkhäusern, auf den Höhen nördlich oberhalb Unitschno, im Graben von Kristendoll und Doll, sowie auf den Höhen von Dorf Hrastnigg bis zur Pustmühle bei Wernitz herab überall typisch entwickelt und führen durchaus dieselben Petrefacteneinschlüsse, von denen insbesondere Lucinen, *Nucula*, *Leda*, *Corbula* und kleine Nassen häufiger sind. Nördlich oberhalb Unitschno, wo in den Hohlwegen sehr schöne Aufschlüsse existiren, führen diese Tüfferer Mergel, wie an zahlreichen anderen Stellen auch Fischschuppen und Blattreste. Aus den höheren und höchsten Niveaus dieser Schichten stammen die Rissoen- und Modiolenführenden plattigen Gesteine, deren Fauna bereits oben im stratigraphischen Theile (Bresno und Unitschno) aufgezählt wurde, und bei den nördlichen Häusern von Doll stehen in eben diesen obersten Niveaus der Tüfferer Mergel jene dünnschiefrigen, Syndosmyenführenden Gesteine an, deren Auftreten

ebenfalls bereits besprochen worden ist. Bei der Pustmühle unterhalb Wernitz liegen die Tüfferer Mergel auch noch am linken Ufer des Doller Bachs, steil südfallend, und schliessen hier wie zumeist fast nichts als spärliche Exemplare von *Buccinum aff. costulatum Brocc.* und Lucina-artige Bivalven ein. Die Schichtstellung ist insbesondere im Graben von Doll und Kristendoll eine sehr steile, nahezu oder vollständig senkrechte, und es geben daher diese Aufschlüsse die Möglichkeit, die Mächtigkeit der marinen Miocänschichten annähernd abzuschätzen; es dürfte dieselbe ungefähr 400 Meter betragen, wovon weitaus der grösste Antheil den Tüfferer Mergeln zufällt, während alle tieferen Schichten, den unteren Leithakalk inbegriffen, kaum den vierten Theil davon beanspruchen werden. Es ist hervorzuheben, dass der Leithakalk unter den Tüfferer Mergeln oberhalb Doll in Felswänden, die eine Art Klamm bilden, auftritt und dass der lithologische Uebergang und Zusammenhang zwischen ihm und den Tüfferer Mergeln insbesondere schön und deutlich bei Werk Bresno beobachtet werden kann.

Die sarmatische Muldenmitte bei Sta. Gertraud mit ihren abweichenden Gesteinsarten verzeichnet schon Zollikofer's Profil, pag. 23, Fig. 13.

Es sind hier in den sarmatischen Schichten Kohlenschmitzchen bekannt. Stur nennt (l. c., pag. 569) auffallend grosse Exemplare von *Cerithium pictum* aus grobem, conglomeratischem Sande von Sta. Gertraud. Es ist das offenbar dasselbe fossilführende, grobe Conglomerat, das wir gleich von Marnu kennen lernen werden. Schon im Durchschnitt des Bresnothales erscheinen nicht weit über jener Fauna der oberen Tüfferer Mergel, die so zahlreiche sarmatische Anklänge besitzt, grobe Conglomerate mit Hornsteingeröllen, in Verbindung mit Sandbänken, wie sie auch schon zu St. Christoph und Sta. Gertraud vorkommen, aber nicht einen bestimmten Horizont an der Basis des Sarmatischen zu bilden scheinen, wie das weiter westlich der Fall sein dürfte. Der flache und breite mittlere Thalboden der Bresnica, da, wo sie bei der Höhenangabe 335 Meter eine mehr östliche Richtung annimmt, entspricht den weicheren, obersten Schichten der Muldenmitte. Die Aufschlüsse sind hier sehr schlechte; in den Bacheinrissen des rechten Ufers findet man in tegeligen Lagen hie und da *Cerithium pictum Bast.* und Kohlenspuren.

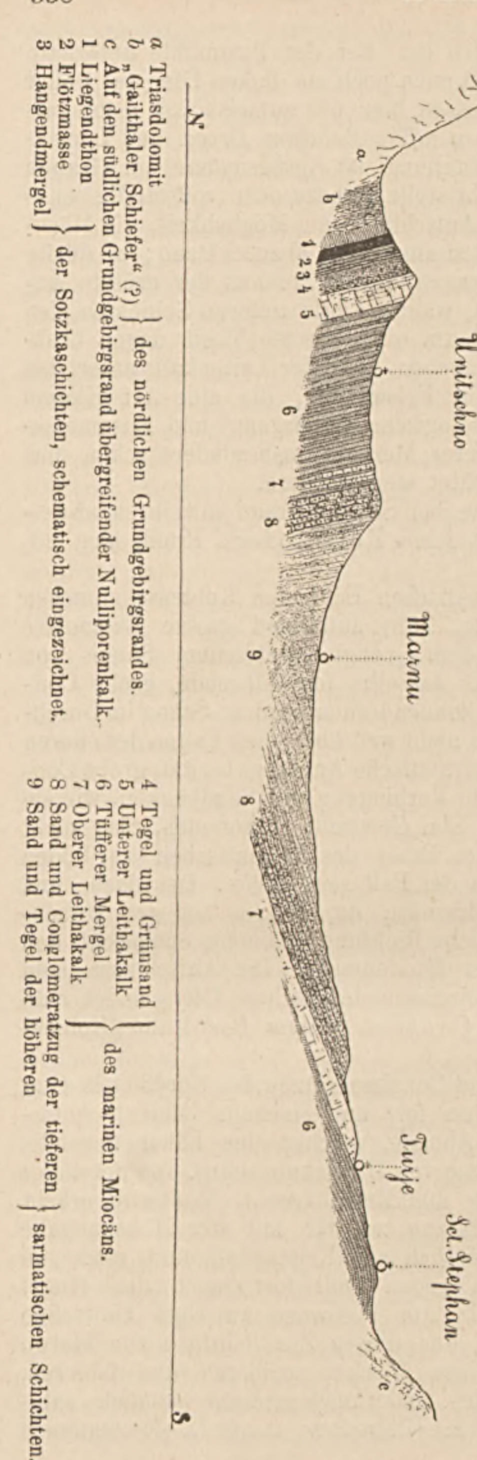
Der tiefsarmatische Sand- und Conglomeratzug des Nordflügels setzt aus dem Bresnothale gegen Westen fort und erscheint südlich unterhalb Unitschno als ein steilerer Abhang, welcher eine höher liegende, von Feldern bedeckte Terrasse, jene von Unitschno selbst, von der tiefer liegenden Muldenmitte von Werze und Marnu trennt. Weiterhin erhebt sich dieser Sand- und Conglomeratzug zu der mit der Höhenangabe 553 Meter bezeichneten Kuppe östlich von Kristendoll und setzt von da in einem deutlichen Rücken gegen Doll fort, noch den Hügel im Westen dieses Dorfes bildend. Am Fusswege zwischen Unitschno und Marnu, sowie in dem Bache, der diesen Zug nördlich von Marnu durchbricht, kann man in einzelnen Blöcken gröberen und feineren, theilweise quarzitischen Sandsteins und Conglomerates ziemlich zahlreiche, leider sehr schlecht erhaltene Petrefacte sammeln. Es stammen von hier:

Murex sublavatus Bast. ?
Cerithium pictum Bast. (zumeist abgerollt).
Melania Escheri Brgt. cfr. (grosse Exemplare).
Neritina picta Fér. (gerollt).
Card. obsoletum Eichw.

Die feineren Sandsteine und Quarzite bestehen zu einem guten Theile aus weissen Fossiltrümmern, zahlreiche verkohlte Pflanzenreste, insbesondere Dicotyledonen-Blätter, durchziehen das Gestein. Unterhalb Slatina bei Doll treten in bereits gegen Norden fallenden Bänken so zahlreiche Nulliporentrümmer auf, dass man hie und da festen Nulliporenkalk zu sehen meint. Derartige Nulliporengesteine sind auch im grossen pannonischen Becken an vielen Orten in sicher sarmatischen Ablagerungen bekannt geworden. In den höheren, mehr tegeligen Lagen des Sarmatischen wurden am Wege zwischen Marnu und Kristendoll folgende Arten gefunden:

Cerithium pictum Bast.
„ *nodosoplicatum Hoern.*
„ *disjunctum Sow.* (die vierreihige Form).

Daselbst kommen in einer Position, aus der man schliessen muss, dass dieselben bereits dem Sarmatischen zufallen, jene oft erwähnten, Syndosmyenführenden Schichten vor, obschon die Species von jener, welche in den gleichen Mergeln der oberen Tüfferer Schichten liegt, nicht unterschieden werden kann. Im Orte Marnu fallen die sarma-



a Triasdolomit
b „Gailthaler Schiefer" (?) } des nördlichen Grundgebirgsrandes.
c Auf den südlichen Grundgebirgsrand übergreifender Nulliporenkalk.
1 Liegendthon
2 Flötzmasse } der Sotzkaschichten, schematisch eingezeichnet.
3 Hangendmergel
4 Tegel und Grünsand
5 Unterer Leithakalk
6 Tüfferer Mergel } des marinen Miocäns.
7 Oberer Leithakalk
8 Sand und Conglomeratzug der tieferen } sarmatischen Schichten.
9 Sand und Tegel der höheren

tischen Mergel noch nach Süden, aber schon sehr flach, in Hohlwegen am Anstiege südlich von Marnu gegen die zwei Kreuze bei der Höhenangabe 418 Meter aber bereits gegen Nord, so dass die synclinale Axe knapp südlich bei Marnu vorbeistreichen muss. Darunter taucht bei der Höhenangabe 512 Meter der Südflügel des Sandstein- und Conglomeratzuges auf, nahe dabei im Höhenrücken von Turje selbst aber erscheinen kalkige Bänke von nicht bedeutender Mächtigkeit, die offenbar einen oberen Leithakalkhorizont wie im Osten (im Profile von St. Nicolai) repräsentiren; erst darunter folgen die Tüfferer Mergel, zuoberst wieder vorherrschend gelblich gefärbt und dünnschichtig, mitten im Dorfe Turje nahe nordwestlich unter der Kirche zahlreiche Syndosmyen führend, die tieferen Lagen vorherrschend blaugrau, und mit Fischschiefer wechselnd, flach nördlich einfallend, im Hohlwege westlich neben der Kirche sehr gut aufgeschlossen. Darunter taucht ganz nahe südlich von St. Stefan eine kleine Wölbung kalkigen Gesteins auf, über welche die Tüfferer Mergel hinüber zu ziehen scheinen, um sodann aller Wahrscheinlichkeit nach an den Nulliporenkalken des südlichen Muldenrandes abzustossen, oder vielleicht auch zwischen ihnen auszuspitzen, was wegen mangelnder Aufschlüsse hier nicht constatirt werden konnte. Es scheint durch diese Kalkaufwölbung südlich von St. Stephan möglicherweise das Vorhandensein einer Art von südlicher Nebenmulde angedeutet, die dann wohl mit jenem Tertiärzuge, der südlich des Novajak in das Sannthal hinausstreicht und in welchem bei Jesenoviravn ehemals Kohlenabbaue bestanden haben sollen, zusammenfallen dürfte. Leider sind die Aufschlüsse im unteren Bresnicathale ziemlich ungünstige. Westlich von St. Margarethen am Eingange ins Thal stösst man zunächst auf nördlich oder nordwestlich fallendes, gröberes und feineres conglomeratisches Gestein mit spärlichen Pectenresten. Darüber folgen offenbar weichere Schichten, die aber nicht aufgeschlossen sind und über die Höhen von Jesenoviravn gegen Westen fortzusetzen scheinen. Wenig höher beginnt das Defilé der Bresnica im alten Kalke, welcher der Basis des Novajak angehört.

Der oberste, westlichste Aufschluss dieser schwarzen dolomitischen Kalke wird im Bahneinschnitte unmittelbar von Mergelbänken überdeckt, die etwa nordwestlich einfallen und deren tiefste Lagen voll von Echinidentrümmern sind, hie und da auch Pecten- und Austernscherben führen und im Ganzen und Grossen den Tüfferer Mergeln ähnlich sehen, welche nur wenig weiter bachaufwärts bereits in typischer Entwicklung anstehen. Oberhalb der untersten Mühle und Häusergruppe, bei welcher ein Weg nach St. Stephan abzweigt, streicht ein Zug mergeligknolligen, leithakalkartigen Gesteines mit Pecten, Austern, Celleporen u. s. f. durchs Thal, darüber folgt schiefriger, gelblicher Mergel mit zahlreichen Fischschuppen bis zum Mundloche des Wartimbergstollens und -Schachtes, dessen grosse Halde fast nur aus äusserst petrefactenarmen Tüfferer Mergeln besteht, welche hie und da Nulliporeneinschlüsse zeigen. Dieser Schacht steht wohl durchaus in Tüfferer Mergeln; eine Liste von Petrefacten aus denselben wurde bereits oben nach Th. Fuchs angeführt. Bis zur Häusergruppe Klenovo fehlt jeder Aufschluss; es mögen in dieser Strecke wohl Tüfferer Mergel anstehen; sodann folgt noch ein nur sehr rudimentär angedeuteter kalkiger Gesteinszug nörd-

lich von Klenovo, der möglicherweise dem auch bei Turje vorhandenen oberen Leithakalke entspricht, und sodann die flachen Thalgehänge der sarmatischen Muldenmitte, über welche bereits oben gesprochen wurde. Ueber den Zusammenhang der im unteren Bresnicathale beobachteten Schichtfolge des südlichen Flügels mit der Schichtfolge des Profiles von Turje bin ich nicht in der Lage, irgend etwas Bestimmtes mittheilen zu können, da ich die zwischenliegende Strecke nicht begangen habe.

Wie oben mitgetheilt wurde, ist der Südflügel der Mulde insbesondere in dem erwähnten Profile Unitschno-Marnu-Turje in seltener Vollständigkeit vorhanden. Im Süden wird die Mulde hier begrenzt von dem höheren Nordabfalle der Kalkberge des Kopitnik, welcher sich als annähernd plateauförmige Masse mit karstartiger Oberfläche bis zum Koukberge südwestlich oberhalb Doll erstreckt. Der Triaskalk dieses Gebirgszuges ist auf weite Strecken hin, sowohl auf seinen Höhen, als besonders in der ganzen Erstreckung seiner Nordabdachung von Nulliporenkalkmassen überdeckt, gleichsam überrindet, deren Verbreitung insbesondere durch Zollikofer genauer studirt wurde. Es ist meiner Erfahrung nach nicht möglich, diese dem Grundgebirge direct aufsitzenden Nulliporenkalkmassen in einen directen Zusammenhang mit den gleichaltrigen Muldenausfüllungen zu bringen; das mag zum Theile der nachträglichen Erosion, durch welche gerade die verbindenden Zwischenglieder entfernt wurden, zuzuschreiben sein, hauptsächlich aber dürfte es sich davon herleiten, dass die Grundgebirgsränder wahrscheinlich schon vor Ablagerung des Tertiärs zum grossen Theile mit Längsbruchlinien zusammenfielen und dass nach Ablagerung des Tertiärs die Gebirgsbewegungen fortdauerten, so dass die Grundgebirgsschollen mitsammt den ihnen untrennbar aufgesetzten Nulliporenkalk- und ähnlichen Strandbildungen gleichsam als fremde Complexe den Muldenausfüllungen gegenüberstehen, und auch tektonisch ausser allem nachweisbaren directen Zusammenhange mit ihnen sind. So erklärt sich auch der eigenthümliche Umstand, dass streckenweise der eine oder der andere Flügel, in unserem Falle zumeist der Südflügel der tertiären Gesammtmulde mehr oder weniger rudimentär entwickelt sein oder sogar ganz fehlen kann. Wir werden das sofort an einem Beispiele sehen. Der alte Gebirgsrand, welcher den Triaskalkrücken des Kopitnik und Kouk gegen Norden begrenzt und der nahezu seiner ganzen Erstreckung nach von Nulliporenkalkmassen überkleidet wird, besitzt nämlich einen Abfall, der beiläufig in westnordwestlicher Richtung hinzieht, so dass er südlich an Turje vorbei gegen die Pustmühle bei Wernitz und bis gegen das gewerkschaftliche Schulhaus von Hrastnigg sich erstreckt, an welcher Stelle die Gesammtmulde, deren Breite im Profile Unitschno-Turje etwa 3000 Meter beträgt, auf kaum den dritten Theil davon eingeschränkt erscheint. In der That fehlt dem Hrastnigger Profile nicht nur der Südflügel, sondern die gesammte Muldenmitte gänzlich. Schon das rein ostwestliche Fortstreichen aller Schichtglieder noch bei Doll lässt eine derartige Erscheinung von vornherein erwarten, da der südliche Grundgebirgsrand und die Streichungsrichtung der tertiären Muldenausfüllung einander unter spitzem Winkel schneiden. Es zeigt sich, dass von Turje gegen Westen alle tieferen Glieder nach und nach am Grundgebirge abschneiden in einer Weise, die allerdings nicht

klar ersichtlich ist, da die Aufschlüsse dazu fehlen, was aber an ihrer Thatsächlichkeit nichts ändert; von Jakobitsch unterhalb Turje angefangen stösst die sarmatische Muldenmitte an den Grundgebirgsabhang, bei der Pustmühle unter Wernitza bereits der oberste marine Horizont des nördlichen Flügels, also die Tüfferer Mergel. Der Leithakalk, welcher von dem untersten Theile des Doller Baches durchbrochen wird, gehört meines Erachtens nicht zur Muldenausfüllung, sondern zu den dem südlichen Grundgebirge direct aufsitzenden Partien, wofür auch das Auftauchen von Gailthaler Schiefer und Dolomit mitten in seinem Bereiche spricht. Mit dieser Reduction der gesammten Muldenausfüllung auf die marinen Schichten des Nordflügels findet zugleich der regelmässig gebaute östliche Abschnitt des Gebietes sein Ende gegen Westen. Jenseits des Wobenbaches, der im Ganzen und Grossen wohl ohne Zweifel einer bedeutenden Querstörung entspricht, beginnt ein Stück Gebirge von ganz verschiedener Lagerung. Bevor wir aber zu diesem übergehen, muss noch der bisher vernachlässigte nördliche Rand der Mulde mit seinen Kohlenausbissen besprochen werden.

Der Gesteinszug der kohlenführenden Sotzkaschichten ist in der Erstreckung zwischen Tüffer und Hrastnigg wohl durchgehends nachweisbar, aber streckenweise nur sehr ungenügend aufgeschlossen. Ausser der im ganzen Nordflügel herrschenden steilen Aufrichtung treten noch Störungen anderer Art hinzu, welche die Verhältnisse auf dieser Strecke oft ungemein complicirt machen. Die Flötzmasse ist östlich bei Tüffer kaum angedeutet, wie schon Zollikofer (Jahrb. X., pag. 40) an dem interessanten Profile nahe oberhalb des ehemaligen Reyer'schen Kohlenbaues im Graben östlich bei Tüffer nachwies, welches Profil später auch von Stur (l. c. pag. 545, 597) untersucht wurde, der hier in den Hangendmergeln das *Cerithium margaritaceum var. moniliforme* auffand, welches weiter westlich in diesen Schichten zu fehlen oder doch überaus selten vorzukommen scheint, da ich es nicht auffinden konnte. Daneben erscheint bei Tüffer östlich die *Cyrena semistriata*, welche auch von Trifail bekannt ist, wo sie in den mittleren Niveaus der Hangendmergel in Begleitung einer Fauna, die im paläontologischen Abschnitte (sub 5 *b*) aufgezählt erscheint und aus welcher ein *Cerithium aff. Lamarcki Brog.* Erwähnung verdient, nicht selten ist. Bekanntlich vertritt Stur auf Grund dieser Funde und der Thatsache, dass schon nahe westlich von Tüffer in denselben Hangendmergeln, die östlich von Tüffer *Cerithium margaritaceum* führen, nur mehr rein lacustre Formen (Melanien und Unionen) vorkommen, die Ansicht, dass die Fauna der Hangendmergel der Sotzkaschichten der Tüfferer Bucht von West gegen Ost, resp. von innen gegen aussen ihren lacustren Charakter in einen brackischen und marinen umändere [1]). Es dürfte diese Ansicht, wie ich glaube, ganz gut vereinbar sein mit der Thatsache, dass dort, wo die Hangendmergel der Sotzkaschichten in der grössten Mächtigkeit entwickelt oder erhalten sind, wie im ersten Tagbaue zu Trifail, dieselben auch im verticalen Sinne eine Umänderung des faunistischen Charakters aus einem rein lacustren durch einen

[1]) Wie es scheint, sind weiter im Osten bis Siebenbürgen (Zsilythal) diese Schichten durchwegs oder überwiegend brackisch ausgebildet.

brackischen in einen rein marinen erkennen lassen. Man hätte also wahrscheinlich ein langsames Vordringen der marinen Fauna aus dem offenen Theile der Tüfferer Bucht in das Innere dieser Bucht während der Zeit des Absatzes der Sotzka-Hangendmergel anzunehmen.

Das bereits erwähnte Profil oberhalb des ehemaligen Reyer'schen Kohlenbaues befindet sich an einer abrutschenden Stelle des Gehänges bei einer kleinen Mühle und ist schon von weitem durch die grünliche Färbung der hier entblössten Gesteine auffallend. Zu unterst stehen sandigmergeligtuffige hellgrüne Gesteine an, die mir an Ort und Stelle weniger den Eindruck von ursprünglichen Tuffen, als vielmehr von aus Tuffmaterial oder Eruptivgesteinszerreibsel entstandenen Sedimenten machten; zunächst sind sie in ihrer Stellung offenbar dem Liegenden der Trifailer Kohle vergleichbar; darüber folgt, 5—6 Meter mächtig, dunkelgraubraunes, sandigmergeliges Gestein mit einzelnen aus verwitterndem Eisenkies bestehenden Schneckenresten und liniendicken Schmitzchen glänzender Kohle. Darüber liegen die typischen, dickbankigen, steinigen Hangendmergel mit Unio, den langen Melanien, Cypridinen, im Ganzen ziemlich petrefactenarm. Cerithien habe ich selbst nicht gefunden. Alles steht nahezu senkrecht oder ausserordentlich steil gegen Süd geneigt, bei fast rein ostwestlichem Streichen; ob die Hangendmergel vollständig erhalten sind, ist sehr zweifelhaft, da sie kaum weit in der Richtung gegen Tüffer fortsetzen. Südlich daran scheint mariner Tegel zu stossen, was zwar nicht sicher constatirt wurde, des Terrains wegen — unaufgeschlossene Wiesengründe — aber wahrscheinlich ist. Der nahe westlich liegende Reyer'sche Versuchsbau hat, wie es scheint, noch weniger an Hangendmergeln aufgeschlossen, doch sind dieselben im Bache zwischen beiden Stellen noch durchrissen. Die erwähnte sandige, untere Partie derselben im Profile bei der Mühle entspricht offenbar der Flötzmasse, welche gegen die Tiefe (und gegen Westen?) wohl mächtiger an reiner Kohle werden muss, da noch heute auf der Halde des Reyer'schen Baues Kohlenbrocken zu finden sind.

Die Verhältnisse des Tertiärs nahe am Grundgebirge sind westlich von Tüffer an den Höhen von St. Michael äusserst complicirte. Die Hauptschwierigkeit besteht darin, dass hier und in weiterer Erstreckung gegen West, anscheinend als tiefstes Glied des Tertiärs, noch unter den Sotzkaschichten liegend, ein mehr oder weniger zusammenhängender Zug von Leitha- oder Nulliporenkalken und verwandten Gesteinen auftritt, der seiner Lagerung nach also älter als die Sotzkaschichten sein müsste, während sein Gesteinscharakter und seine Fauna ihn als gleichaltrig den übrigen Leitha- und Nulliporenkalken über den Sotzkaschichten erkennen lässt. In der älteren Arbeit Zollikofer's erscheint deshalb dieser Nulliporenkalkzug, wo vorhanden, überall als tiefstes Glied des gesammten Tertiärs. In seiner zweiten Arbeit indessen zieht (pag. 340) Zollikofer diese Ansicht zurück und erklärt bestimmt, dass dieser Leithakalk sich in abnormaler Lage befinden müsse, wenngleich es durchaus nicht klar sei, wie derselbe in diese Lage kommen konnte. Zu diesem Leithakalkzuge gehört auch der von Zollikofer (Jahrb. X, pag. 39, Fig. 25) dargestellte Aufschluss bei der Pestsäule ober Tüffer gegen St. Michael, welcher, mit einem

Riesenconglomerate aus Porphyrblöcken beginnend, der Porphyrmasse von St. Michael unmittelbar anzusitzen scheint. Mit diesem Profile hat sich auch Stur (l. c. pag. 646) beschäftigt, und es gelang ihm, noch im Liegenden der in diesem Profile aufgeschlossenen Schichten, zwischen dem Leithakalke und dem Eruptivgesteine von St. Michael ein durch einen Versuchsbau aufgeschlossenes Flötz der Sotzkaschichten und den Hangendschiefer derselben nachzuweisen und demnach zu constatiren, dass man es hier nur mit einer Wiederholung der Schichtfolge zu thun habe. Stur nennt aus dem Steinbruche bei der Pestsäule *Pecten latissimus*, *Pecten Tournali*, *P. Malvinae*, Austern und Echinidenreste; es kommen daselbst, besonders in den höheren Lagen auch Bryozoën und Brachiopoden vor.

Merkwürdig ist der Umstand, dass diese Gesteine (vergl. Skizze auf pag. 529) bei gleichem, stark nach Süd geneigtem Einfallen sich am Abhange gegen den Tüfferer Bahnhof bis in den Grund des Thales herabziehen und in derselben Lagerung auch über die Sann nach Osten fortsetzen, denn im Markt Tüffer selbst, am Anstiege von der Kirche zur Ruine, erscheint zwischen und hinter den Häusern am Fusse des Berges ein kleiner Aufschluss des mergeligen Kalkes, der am jenseitigen Ufer nächst dem Bahnhofe gebrochen wird. Der Zusammenhang der Schichten dieses Bruches mit dem Aufschlusse höher oben bei der Pestsäule ist ganz deutlich wahrzunehmen. Zwischen diesem Gesteine und dem das Grundgebirge bildenden Eruptivgesteine konnte ich nirgends eine andere Schicht auffinden, mit Ausnahme einer kleinen Stelle, da, wo der Fusssteig unterhalb der Pestsäule den Kamm überschreitet; hier ist eine Spur von einem dem Liegendthone von Trifail (mit Geröllen) sehr ähnlichem Gesteine und südlich davon sind Spuren von Kohlenausbissen aufgeschlossen. Das würde also mit Stur's Beobachtung übereinstimmen. Sotzkahangendmergel habe ich indessen an dieser Stelle nicht beobachtet. Das hat nicht viel zu bedeuten, da diese Mergel hier abgewaschen sein können, indem das Pectenconglomerat, wenn jünger, ja aufs Grundgebirge übergegriffen hat und die Bildung von derartigen Riesenconglomeraten ja überhaupt nicht als in aller Stille vor sich gehend gedacht werden kann. Die westlicheren Aufschlüsse von Sotzkaschichten, welche an diesem Abhange liegen, scheinen nach der Lagerung des Leithakalkes bei der Pestsäule in das Hangende desselben zu gehören. Sie beginnen im Walde südlich unterhalb einer kleinen Capelle, welche halbwegs zwischen der Pestsäule und der Höhe von St. Michael auf dem Kamme steht. Es ist dieser ganze Abhang von Versuchsbauen zerwühlt. Das kohlenführende Terrain liegt bald höher, bald tiefer, Leithakalk fehlt bis auf eine ganz kleine Partie. Wo Hangendmergel der Kohle erhalten ist, da fällt er flach nach Nord gegen das Grundgebirge ein und die Kohle scheint deutlich unter ihm durchzuziehen, weshalb von einer Ueberkippung keine Rede sein kann. Was hier unterhalb St. Michael an Sotzkakohlenterrain vorhanden ist, macht ganz den Eindruck von Resten einer Ablagerung, die in unregelmässiger Weise von einer weitgehenden Abwaschung betroffen worden ist; die verschont gebliebenen Relicta haben scheinbar in ihrer Lagerung gar nichts mit dem marinen Miocän zu thun und sind allem Anscheine nach bereits vor dessen Ablagerung

so oder ähnlich gelagert gewesen. Es sind gleichsam die letzten Reste einer älteren Bildung, um welche und über welche hinweg das marine Miocän sich abgesetzt zu haben scheint, welches bald auf ihnen selbst, bald direct auf dem Grundgebirge, bald, und das ist das Sonderbarste, unter ihnen liegt.

Gegen Westen hin scheint unterhalb der Bauernhäuser, welche südlich unterhalb der Kirche stehen, das Kohlenterrain ganz auszusetzen, dafür trifft man in höherer Lage am Gehänge unter dem einzelnen östlichen Bauer eine kleine Klippe von Nulliporenkalk und unmittelbar unterhalb derselben anstehenden blauen, fetten, marinen Tegel mit zahlreichen grossen Cristellarien, in welchem Tegel gerade ein Kalkofen ausgehöhlt wurde. Wie Kalk und Tegel sich verhalten, ist nicht klar; sie sitzen aber, wenigstens der Kalk, gewiss wieder unmittelbar dem Eruptivgesteine von St. Michael auf, das zu beiden Seiten des erwähnten Hauses angeschnitten ist. Die feuchten und rutschigen Wiesen gegen die Sattelhöhe im Westen dürften mit Sicherheit dem marinen Tegel zufallen; im Norden darüber, westlich oberhalb des grossen Bauernhofes, steht abermals Sotzkahangendmergel an, in einem Steinbruche aufgeschlossen, und fällt auch hier nach Norden gegen das Grundgebirge ein. Seine Fortsetzung bildet die Kammhöhe von da gegen Sta. Catharina, welche aus diesen Hangendmergeln mit westöstlichem St eichen und unsicherem Einfallen gebildet wird. Es bleibt noch nachzutragen, dass die Hangendmergel, insbesondere in dem Steinbruche südöstlich unter St. Michael, nicht arm an Petrefacten sind, von denen bereits Stur (pag. 540) die wichtigsten erwähnt. — Ausser zahlreichen Blattresten und Charakörnern kommen in dem gelblichen, mergeligkalkigen, plattigen, von Ostracodenschalen ganz erfüllten Gesteine vor:

Melania Escheri Brgt., grosse Formen mit schwacher Berippung, ähnlich denen der mittleren Hangendmergel des Trifailer Tagbaues I und der Kisouzer Mulde bei Sagor.

Melania Sturi nov. spec. (*M. Sotzkaensis* bei Stur) und Verwandte.

Melania spec., lange und dünne, schwach gegittert sculpturirte Form, mit vorherrschenden Längsrippen, sehr schattenhaft erhalten.

Unio Sagorianus nov. spec. (*U. Eibiswaldensis* bei Stur.)

Pisidium spec. wie überall, in diesen Schichten häufig.

Zwischen dem Südwest-Abhange des Berges von St. Michael und Sta. Catharina liegen, wie schon erwähnt, die Hangendmergel der Sotzkaschichten an der Kammhöhe selbst, indem das Grundgebirge nur niedrigere Vorsprünge und Querriegel gegen das Retschitzathal bildet. Der am weitesten gegen das genannte Thal vorgeschobene Theil des Abhanges bildet Dolomit, an dessen Basis im Thale selbst hie und da Werfener Schiefer und rothe Sandsteine erschlossen sind; eine Zone im Süden des Dolomites wird von dem zweifelhaften Gailthaler Schieferzuge, der bereits wiederholt erwähnt wurde, gebildet und, mit demselben auch hier innig verbunden, wie mir wenigstens schien, treten die Eruptivmassen von St. Michael, Scta. Catharina und Hudajama auf. Um Sta. Catharina selbst schwillt dieser Zug von Schiefer und Eruptiv-

gestein, ähnlich wie bei St. Michael, wieder so stark an, dass er den Kamm selbst bildet, so dass die tertiären Ablagerungen im Süden davon in tieferes Niveau herabgerückt erscheinen. Westlich von Sta. Catharina aber ziehen sie wieder in höhere Niveaus herauf, und während die kohlenführenden Sotzkaschichten in der Längseinthalung im Süden des 572 Meter hohen Rückens durchstreichen müssen, besteht dieser Rücken selbst allem Anscheine nach ganz ausschliesslich aus einer mächtigen Masse von Leithakalk, der bei südlichem Einfallen weiterhin vom Hudajamagraben durchrissen wird, westlich desselben aber in einem nahezu gleichhohen Rücken gegen Gouze und sodann über diesen Ort hinaus am Wege nach Bresno fortsetzt. Dieser Nulliporenkalk liegt sowohl im Hudajamagraben, als westlich unterhalb Gouze vollkommen klar aufgeschlossen unmittelbar dem Grundgebirge auf, am ersteren Orte auf dem felsitischen Eruptivgesteine, am zweiten auf dem fraglichen Gailthaler Schiefer. Seine Lagerung entspricht, wenigstens im Hudajamagraben, vollkommen jener der analogen Gesteine westlich von Tüffer und er reicht, wie diese nach Süden verflächend, weit hinab ins Innere des Gebirges fort, wie der Umstand beweist, dass er von den tiefer nördlich im Hudajamagraben angelegten Stollen ebenfalls durchfahren und erst über ihm die Sotzkakohlen erreicht wurden. Auf diese durch ihre sonderbare Lagerung höchst merkwürdige Stelle beziehen sich speciell die Angaben Zollikofer's über jene „Liegendkorallenbank", welche er später in seiner zweiten Arbeit rectificirte. So einfach wie Zollikofer (Jahrb. X., pag 23, Fig. 13) diese Verhältnisse an der Grenze des Grundgebirges gegen das Tertiärbecken figürlich darstellt, sind dieselben allerdings nicht, was übrigens Zollikofer selbst (pag. 24) sehr wohl bekannt war, indem man schon damals und noch früher (Morlot) vom Vorhandensein zweier Flötze an jener Stelle wusste, die man theoretisch in der verschiedensten Art zu vereinigen suchte. Schon Morlot nimmt für das Profil von Gouze eine anticlinale Schichtstellung an, wie ich glaube, mit vollem Rechte.

In dem von Hudajama im Süden jenes Leithakalkzuges heraufziehenden, südlich von Gouze durch- und gegen Werk Bresno hinab fortsetzenden Zuge der Kohlenausbisse ist allerdings von Aufschlüssen nicht viel zu bemerken, obschon die ganze Strecke arg zerwühlt und mit alten Halden bedeckt ist. Südlich von diesem Ausbisszuge der Flötze habe ich im Gouzer Profile keine Sotzkahangendmergel gesehen, nördlich davon stehen sie sowohl am Wege von Dornberg nach Gouze, als auch südlich unterhalb Gouze in der westlichen Fortsetzung der ersteren Stelle an. Ihr Einfallen schien mir auch hier, wie bei St. Michael, ein nördliches, gegen das Grundgebirge gerichtetes zu sein, eine Beobachtung, die mit dem von Stur (l. c. pag. 648) mitgetheilten Profile übereinstimmen würde, welches Profil im Uebrigen etwas zu ideal gehalten sein dürfte, insbesondere was die Stellung der Tüfferer Mergel anbelangt. Gouze selbst steht, wie schon bemerkt, auf Leithakalk oder Nulliporenkalk von theilweise conglomeratischer Beschaffenheit; derselbe ist am Wege gegen Bresno hinab ebenfalls aufgeschlossen und ruht hier unmittelbar uaf dem schwarzen Schiefer und Sandsteine des fraglichen Gailthaler Schieferzuges, welcher hier bereits ohne Begleitung von Eruptivgestein ist. Wenn es richtig ist, dass — wie mir Herr Director Rothleitner

mittheilt — bei den obersten Häusern von Gouze ein weiterer, nördlichster Flötzzug auftritt, so würde man hier ein analoges Vorkommen haben zu den von Stur beobachteten Sotzkakohlenausbissen, die noch unter den Leithakalken der Pestsäule bei St. Michael-Tüffer liegen.

Die auf bedeutende Störungen am Grundgebirgsrande hinweisenden Lagerungsverhältnisse bei Hudajama-Gouze setzen, wenn auch nicht mehr in so prägnanter Weise, auch weiter im Westen gegen Hrastnigg fort. Sie werden besonders charakterisirt durch den merkwürdigen Umstand, dass auch hier noch im Norden des Zuges der Sotzkaschichten streckenweise, ebenso wie bei St. Michael und Gouze, aber zumeist völlig ausser Zusammenhang mit dem übrigen Tertiär der Mulde, direct dem Grundgebirge aufsitzend, Züge von Nulliporenkalken auftreten. Ein solcher in geringer Erstreckung existirt zunächst im Norden des Werkes Bresno, unmittelbar südlich bei Dorf Bresno; ein zweiter westlich unterhalb des 634 Meter hohen Kogels zwischen dem Doller und Kristendoller Graben, ein dritter zwischen dem Doller Graben und dem Wobenbache, ein vierter endlich von sehr geringer Erstreckung nahe nördlich bei Werk Hrastnigg am linken Ufer des Wobenbaches. Mit Ausnahme des dritten liegen alle inmitten jenes oft erwähnten Zuges der fraglichen Gailthaler Schiefer, die allenthalben in der Strecke Tüffer-Hrastnigg das unmittelbare Grundgebirge im Nordflügel der Mulde bilden und innerhalb welchen Zuges die Eruptivgesteine von St. Michael und Hudajama-Gouze auftreten, denen sich als westlichstes Vorkommen jenes im Graben oberhalb Doll anschliesst. Nur das dritte der erwähnten Nulliporenkalkvorkommnisse, jenes zwischen dem Doller und dem Wobenbache, sitzt unmittelbar dem höheren Gebirgsabhange, respective dem Dolomite desselben an. Der Nulliporenkalk besteht hier theilweise aus schönen concentrisch schaligen, Grundgebirgsgerölle umhüllenden Massen. Die Hangendmergel der Kohle selbst sind um Bresno und westlicher offenbar nur sehr wenig entwickelt oder vor Ablagerung des Miocäns entfernt worden; der untere Leithakalk der Mulde liegt überall nahe über dem Kohlenzuge, wird gegen Westen mächtiger und scheint die tieferen miocänen Grünsande und Tegel theilweise zu vertreten, von welchen beiden Niveaus nirgends sichere Aufschlüsse beobachtet wurden. Vom Kristendoller Graben durch den Doller Graben gegen Werk Hrastnigg wird auch die Mächtigkeit der Sotzkahangendmergel eine bedeutendere; bei Hrastnigg selbst ist sowohl der Liegendthon in ansehnlicher Mächtigkeit entwickelt, als auch die Hangendmergel, welche hier eine Gliederung erkennen lassen, die analog ist jener des Trifailer ersten Tagbaues; zu unterst liegen pisidienreiche (Unionen-) Mergel, höher steinigere Bänke mit Gastropoden, zu oberst feine und zarte Chenopusmergel, welche über die Hrastnigg-Ozwirker Höhen bis gegen den Doller Graben hinab verfolgt werden konnten, während sie mir weiter östlich nirgends mehr zu Gesicht gekommen sind. Also auch bei Hrastnigg noch lässt sich die Thatsache nachweisen, dass da, wo die Sotzkahangendmergel in grösserer Mächtigkeit auftreten (oder besser gesagt, erhalten sind), die obersten Glieder derselben eine marine Fauna führen, wie zu Trifail. Der Umstand, dass diese marine Fauna der oberen Hangendmergel oder Chenopusmergel östlich von Doll gegen Tüffer nicht mehr nachgewiesen werden konnte, ist offenbar in der geringen

Mächtigkeit der auf dieser Strecke vorhandenen Sotzkahangendmergel und diese wieder, wie schon öfters hervorgehoben, in einer höchst wahrscheinlich vor oder während des Beginnes der marinen Miocänepoche eingetretenen weitgehenden Abwaschung dieser Hangendmergel begründet.

2. Der mittlere Abschnitt (zwischen Hrastnigg und Trifail).

Der mittlere und räumlich am wenigsten ausgedehnte Theil des von mir begangenen Gebietes, jener von Trifail, ist zugleich der am meisten gestörte. Während der vorher behandelte östliche Abschnitt einen steil aufgestellten Nordflügel, eine ziemlich regelmässige Lagerung und einen so tief liegenden Südflügel besitzt, dass dessen liegendere Schichten nahezu nirgends über Tag zum Vorschein kommen, hebt sich der mittlere, der Trifailer Abschnitt, so bedeutend von Osten gegen Westen heraus, dass hier im Ostgehänge des Trifailer Thales die gesammte Breite der Tertiärmulde bis in die tiefsten, kohlenführenden Lagen hinab über Tag durch natürliche Aufschlüsse blossgelegt werden konnte. Die Begrenzung dieses mittleren oder Trifailer Abschnittes sowohl gegen den westlichen, als auch gegen den östlichen Gebietsantheil ist eine ungemein scharfe, ihrer Anlage nach wahrscheinlich durch Querbruchlinien bedingte, wie denn überhaupt alle drei Abschnitte tektonisch wesentliche Unterschiede zeigen und mit Ausnahme des noch am constantesten durchlaufenden Nordrandes von einander ganz und gar unabhängige Lagerungsverhältnisse besitzen. Das plötzliche, scharfe Ende des östlichen Abschnittes in der Gegend des Wobenbaches bei Hrastnigg tritt nicht nur oberflächlich bereits recht deutlich hervor, sondern ist auch in den Kohlenbauen nachgewiesen, und zwar dadurch, dass in den vom Maschinenschachte ausgehenden Stollen der Flötzzug nur einige Meter weit gegen Westen über die Thalfurche hinüber verfolgt werden konnte, während westlicher durchaus marine Bildungen anstossen. Es kann auch gar keinem Zweifel unterliegen, dass hier westlich vom Wobenbache bei Werk Hrastnigg das gesammte Tertiär der Mulde durch eine Querverwerfung in verschiedene Niveaus gebracht worden sein muss, denn so wie der von Gouze bis Werk Hrastnigg in ununterbrochenem Zuge verfolgbare untere Leithakalk (Korallenkalk) am Wobenbache plötzlich endigt, ebenso findet man jenseits dieses Baches im Westen im Fortstreichen des Sotzkaschichtenzuges keine Spur dieser Schichten mehr, sondern bereits nahe oberhalb der Direction des Werkes Hrastnigg in dem von Oistro herabkommenden Bache typischen, blaugrauen Tüfferer Mergel mit *Nucula*, *Corbula*, *Buccinum*, zunächst flach gegen Norden fallend oder fast horizontal liegend, aufgeschlossen und ein wenig südlicher in den Hohlwegen jenen oft erwähnten feingeschlemmten, dünnplattigen Mergel von gelblicher Farbe, welcher auch hier zahlreiche Syndosmyen, Cardien mit glattem Mittelfelde, kleine verdrückte Gasteropoden, Ostracoden, Fischschuppen und Pflanzenreste führt und, wie die östlicher gelegenen Vorkommnisse lehren, den obersten Lagen des Tüfferer Mergels oder gar schon dem sarmatischen Complexe anzugehören pflegt. Noch südlicher folgt Nulliporenkalk, anscheinend dar-

über, was aber schwer mit Sicherheit entschieden werden kann. Nulliporenkalk steht auch am westlichen Thalgehänge nahe dem Werke Hrastnigg an und wurde hier vom Maschinenschachte durchsunken. Darunter sind im Schachte sandige und mergelige Schichten angetroffen worden. Solche sandige Mergel kommen ein wenig südlicher an der Eisenbahn auch über Tag unter dem schönen, bryozoënreichen Nulliporenkalke des Maschinenschachtes zum Vorschein. Noch weiter südlich werden die Aufschlüsse sehr ungenügend und es gewinnt den Anschein, als reichen die um Prapretnu aufgeschlossenen sarmatischen Schichten bis hier herab. Von diesen soll später die Rede sein. Von Werk Hrastnigg (Logg) gegen Plesko (im Westen) ansteigend, beobachtet man, dass die Schichten des marinen Tüfferer Mergels sich heben, da man sich nahezu fortdauernd in denselben bewegt. Doch kann in Folge der ungenügenden Aufschlüsse nicht festgestellt werden, ob diese Hebung oder dieses Ansteigen der Tüfferer Mergel gegen Westen ganz allmälig oder ob es etwa ruckweise durch wiederholte parallele Querverwerfungen erfolgt. Plesko liegt annähernd im Centrum einer plateauförmigen Erhebung, welche im Westen gegen Limberg und Doberna, im Süden gegen die Niederung von Prapretnu mit steilen, aus dem unteren Leithakalke gebildeten Wänden abfällt, gegen Nordosten in der Richtung auf Logg (Werk Hrastnigg) sich ziemlich allmälig hinabsenkt, während die nördliche Begrenzung durch den steilaufgerichteten Nordflügel der Gesammtmulde gebildet wird, welcher von den Leithakalkhöhen südlich oberhalb des Trifailer Tagbaues IV sich in ostnordöstlicher Richtung durch den Graben unter Werk Oistro bis zu dem Kreuze mit der Höhenangabe 365 Meter (am Wege zwischen Hrastnigg und Oistro) erstreckt. In dem erwähnten Graben unter Werk Oistro sind sowohl diese Leithakalke als die südlich daranstossenden jüngeren Tüfferer Mergel bei senkrechter oder nahezu senkrechter Schichtstellung aufgeschlossen, während der übrige, zum mindesten der westliche und der südliche Rand des Leithakalkplateaus von Plesko flache Lagerung besitzt. Die südwestlichen Partien dieses Plateaus sind von jüngeren Schichten entblösst und der Leithakalk bildet allein dessen karstartige Oberfläche; die grösseren Höhen oberhalb Limberg aber, sowie die Umgebung von Plesko selbst und die gesammte Muldenmitte von da gegen Nord und gegen Nordost hinab besitzen noch die jüngeren Tüfferer Mergel, welche in der Umgebung von Plesko ziemlich petrefactenreich entwickelt sind, da hier in ihrer Masse jene Faciesausbildung sich einstellt, welche bereits in dem vorangehenden stratigraphischen Theile mit den ostgalizischen Scissusschichten Hilber's (Baranower und Kaiserswalder Schichten aut.) verglichen wurde. In den Hohlwegen ostnordöstlich unterhalb Plesko stehen weiche, gelbliche Kalkmergel an, die ganz erfüllt sind mit

Corbula gibba Oliv.
Buccinum cfr. costulatum Brocc.

Etwas tiefer, gegen Werk Hrastnigg hinab, findet man auch die im Tüfferer Mergel eine besondere Rolle spielenden Lucinen. Nördlich von Plesko, halbwegs zwischen da und Tagbau Oistro tritt in gelblichem, sehr weichem, sandigglimmerigem Mergel *Nucula cfr. nucleus L.* häufig auf. In der Fortsetzung dieser Ablagerung gegen ONO, und zwar süd-

östlich unter Werk Oistro, in dem Graben, der die senkrecht aufgerichteten Schichten des Nordflügels durchbricht, ist der Mergel graublau, glimmerigsandig und schlierartig und führt, wie bei der Pustmühle unter Wernitz-Doll und an zahlreichen anderen Stellen nur *Buccinum cfr., costulatum Br.* in schlechter Erhaltung. Die etwas kalkreichere Facies der Scissusschichten ist insbesondere an dem Höhenzuge westlich bei Plesko und von da gegen die mit der Höhenangabe 512 Meter bezeichnete Einsattlung oberhalb des Trifailer Tagbaues IV und an den angrenzenden Höhen entwickelt. Westlich von Plesko wurde in einem gelblichen Mergelkalke gesammelt:

Cancer carniolicus Bittn.
Pecten scissus E. Favre.
„ *cfr. resurrectus Hilb.*
„ *Wulkae Hilb.*
Isocardia cfr. cor L.
Thracia cfr. ventricosa Phil.
Bryozoën, Celleporen und Lithothamnien.

Häufige Blöcke dieses und ähnlichen Gesteines findet man auf den Feldern oberhalb des Tagbaues IV zusammengehäuft. Es lassen sich da zwei Ausbildungsweisen unterscheiden; die eine gleicht ganz dem soeben angeführten Gesteine von Plesko und enthält:

Pecten scissus E. Favre.
„ *Wulkae Hilb.*
Isocardia cor L. cfr.
Corbula gibba Ol.
Leda spec.
Buccinum spec.

das andere Gestein ist hellgelblicher, fast weisser, sehr weicher Kalkmergel mit noch zahlreicherer Fauna:

Buccinum cfr. costulatum Brocc.
Natica cfr. helicina Brocc.
Dentalium spec.
Lucina spec.
Cryptodon cfr. sinuosus Don.
Venus multilamella Lam?
Tellina spec. (aff. ottnangensis R. Hoern.).
Corbula gibba Ol.
Modiola spec.
Nucula spec.
Zahlreiche Foraminiferen, bes. Miliolideen.

Ganz nahe südöstlich bei Plesko endlich (am Wege gegen Prapretnu) trifft man wieder die hellen, dünnplattigen Mergel mit Syndosmyen und eigenthümlichen Cardien, welche kurz vorher von westlich oberhalb Werk Hrastnigg erwähnt wurden. Der Nulliporenkalk südlich unterhalb Plesko, über welchen man hinabsteigend in die niedrigere Umgebung von Prapretnu gelangt, bildet ohne Zweifel das wahre Lie-

gende dieser verschiedenartig entwickelten „Tüfferer Mergel“ der Höhen um Plesko. Es ist merkwürdig, dass diese Nulliporenkalkwände westlich von Prapetnu hie und da deutliche Auswaschungen von fliessendem Wasser in der bekannten Hohlkehlenform zeigen, obschon gegenwärtig kein grösserer Bachlauf in der Nähe ist.

Die Niederung von Prapretnu wird von einem keilförmig gegen Westen zwischen dem südlichen Grundgebirgsrande und dem Leithakalkplateau von Plesko sich ausspitzenden jüngeren Schichtcomplexe, von sarmatischen Schichten nämlich, eingenommen. Ihre Mächtigkeit ist eine ansehnlich grosse, ihr Einfallen ein durchwegs flach gegen Norden gerichtetes, nur am südlichen Rande steiles; sie scheinen noch knapp neben der Leithakalkmauer im Norden ganz regelrecht unter dieselbe hinabzuziehen. Man kann diese Lagerung wohl nicht anders deuten, als dass man annimmt, es werde dieser sarmatische Complex von Prapretnu von dem anscheinend darüber liegenden Leithakalke von Plesko durch einen Längsbruch, der vielleicht theilweise von einer Ueberschiebung in südlicher Richtung begleitet ist, getrennt. Etwas ganz Analoges hatten wir bereits aus der Gegend südlich von Tüffer zu erwähnen. Gegen Süden grenzen die sarmatischen Schichten unmittelbar an den Leithakalk, welcher dem Grundgebirgsrande auch hier in schmälerer oder breiterer Zone angelagert ist und, wie bereits öfters hervorgehoben wurde, mit den Schichten der Muldenausfüllung nicht mehr in directen Zusammenhang gebracht werden kann. Dieser Leithakalk ist nichts als die Fortsetzung der Leithakalke am Koukberge weiter östlich, wo eine unmittelbare Berührung der sarmatischen Schichten der Mulde mit dem südlichen Grundgebirgsrande ebenfalls streckenweise eintritt.

Der Unterschied liegt bei Prapretnu nur darin, dass das Innere der Mulde hier nicht ungestört, sondern stärker gefaltet ist und von einem Längsbruche, der anscheinend zu einer Ueberschiebung der nördlichen Muldenhälfte auf die südliche geführt hat, durchsetzt wird. Man könnte nun allerdings an eine sarmatische Transgression bei Prapretnu denken, wenn man die Verhältnisse im Osten nicht kennt; diese aber sind so klar, dass man sie ohne weiteres auch auf den Fall von Prapretnu anwenden und die hier eintretende Lagerung der sarmatischen Schichten als Resultat tektonischer Vorgänge deuten darf und muss. Ich bezweifle auch ganz und gar nicht, dass man beim Durchsinken der sarmatischen Ablagerungen von Prapretnu in regelrechter Schichfolge die marinen Miocängebilde antreffen würde. Die kohlenführenden Sotzkaschichten würden dann allerdings erst in einer sehr grossen Tiefe erreicht werden. Es sei erwähnt, dass nahe unterhalb der gewerkschaftlichen Restauration am rechten Ufer des Wobenbaches nahe dem südlichen Grundgebirgsrande (respective dessen Leithakalke) ein geringmächtiger Aufschluss bläulichen sandigen Mergels mit marinen Fossilien (Austern, Solen etc.) zu finden ist, der möglicherweise bereits den marinen Miocänschichten im Liegenden des Sarmatischen von Prapretnu angehört, wenn er — was in diesem Falle freilich auch nicht ausgeschlossen ist — nicht noch dem östlicheren Terrainabschnitte zugehört. Nahe südlich von dieser Stelle, fast unmittelbar daneben und jenseits sind schon die Gailthaler Schiefer des südlichen Grundgebirgs-

randes aufgeschlossen, über welche sich ansehnliche Massen von Nulliporenkalk an dem Gehänge hinaufziehen, wo sie noch in bedeutender Höhe von dem Tunnel der Oistroer Drahtseilförderbahn durchbrochen wurden. Es sitzen diese höherliegenden Nulliporenkalke bereits dem Triasdolomite an, wie der Tunnel ebenfalls deutlich zeigt. Westlicher wird der Nulliporenkalkzug sehr schmal und streicht zwischen dem Sarmatischen von Prapretnu und dem Grundgebirgsabhange südlich bei Prapretnu selbst nur in Gestalt einer sehr dünnen Mauer durch, den Triasdolomit gegen aussen begrenzend. Daneben im Hohlwege südwestlich unterhalb Prapretnu stehen in senkrechter Schichtstellung weiche Mergel und Sandsteine mit Fossilzerreibsel an, unzweifelhaft bereits sarmatischen Alters. Der Dolomitrücken südwestlich von Prapretnu trägt möglicherweise auf seiner Höhe ebenfalls noch Nulliporenkalke; ich habe das indessen nicht untersucht, es liesse sich aber darauf schliessen aus dem Umstande, dass der westlichere Triaskalkrücken von Rethie, welcher jenen an Höhe übertrifft, fast durchaus noch von Nulliporenkalken überkleidet wird, welche hier stellenweise, wie am Kouk bei Doll, schwer ohne sehr genaue Untersuchung vom Triaskalke zu trennen sind, anderseits aber auch gegen Norden hin mit der Nulliporenkalkplatte von Plesko zusammenzuhängen scheinen.

Es erübrigt noch, bevor wir zu dem eigentlichen Gebiete von Trifail übergehen, der Petrefactenführung der sarmatischen Schichten von Prapretnu zu gedenken. Die besten Aufschlüsse in diesen Schichten liegen knapp bei dem genannten Orte selbst, und zwar in den grossen Rutschungen östlich unterhalb desselben. Es sind daselbst Sande und Tegel in Wechsellagerung aufgeschlossen; in ersteren findet man neben Zerreibsel von Gasteropoden, von denen die meisten auf Cerithien zurückzuführen sein dürften, einzelne Exemplare von *Ostrea cfr. gingensis Schloth. var. sarmatica.* Darüber folgen sehr zarte, homogene, hellgefärbte Mergel, die vorzugsweise Cardien führen, und zwar:

Cardium obsoletum Eichw., eine Form, welche vollkommen mit der von R. Hoernes aus den sarmatischen Schichten von Hafnerthal bei Lichtenwald beschriebenen übereinstimmt.

Cardium plicatum Eichw., einzelne Stücke sehr gut mit *C. plicatum* aus dem sarmatischen Tegel von Thallern bei Mödling stimmend, (vergl. R. Hoernes Jahrb. 1874, pag. 53, Taf. III).

Auch noch südöstlich unterhalb Prapretnu in Wegeinschnitten findet man sandige Mergel mit Cardienresten hie und da aufgeschlossen. Noch bessere Fundorte aber gibt der Einschnitt der neuen Strasse, die gegen Rethie führt. Hier stehen knapp nordwestlich von Prapretnu graue, schlierartige, festere und (vorherrschend) hellgelbliche, sehr weiche und homogene Mergel in Wechsellagerung an, die jene bereits oben erwähnten beiden Cardien (als Sculptursteinkerne von sehr schöner Erhaltung) häufig einschliessen. Einzelne Bänke sind auch ganz erfüllt von verdrückten, glatten, weissschaligen Bivalven, welche sich trotz schlechten Erhaltungszustandes doch noch mit genügender Sicherheit als

Mactra podolica Eichw.
Tapes gregaria Partsch.
Ervilia podolia Eichw.



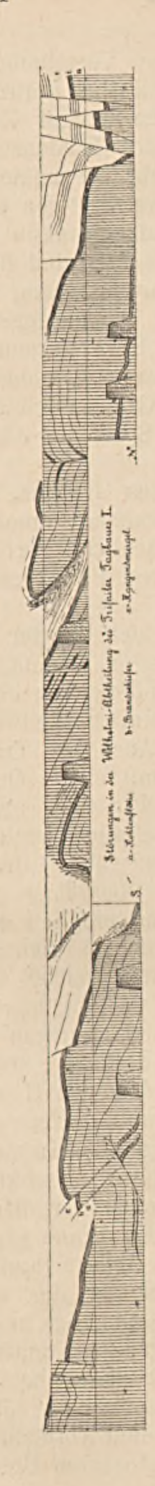
bestimmen lassen. Auch noch in den Weinbergen jenseits des Baches westlich von Prapretnu am Wege gegen Rethie sind dieselben Gesteine, sandige und mergelige Lagen, ebenfalls Cardien führend und constant flach gegen Norden einfallend, vielfach aufgeschlossen zu finden. Noch ganz knapp unter den nördlichen Nulliporenkalkwänden lassen sich diese sarmatischen Schichten der Niederung von Prapretnu, und zwar auch hier noch nördlich unter diese, obschon etwas steiler einfallend, nachweisen. Es konnten somit die sarmatischen Schichten von Tüffer angefangen in nahezu ununterbrochenem Zuge bis knapp nordöstlich unter den Ort Rethie bei Trifail verfolgt werden. Die einzige Unterbrechung, jene des Wobenbaches bei Hrastnigg, bedeutet zugleich eine tektonische Störungslinie in transversalem Sinne, zu deren beiden Seiten jene obersten Tertiärablagerungen der Tüffer-Sagorer Bucht in wesentlich verschiedener Lagerungsform angetroffen wurden. Im Gebiete von Trifail sind dieselben sonst nirgends mehr erhalten; wir werden sie erst nach einer längeren Unterbrechung im Gebiete von Sagor wieder zu erwähnen Gelegenheit haben.

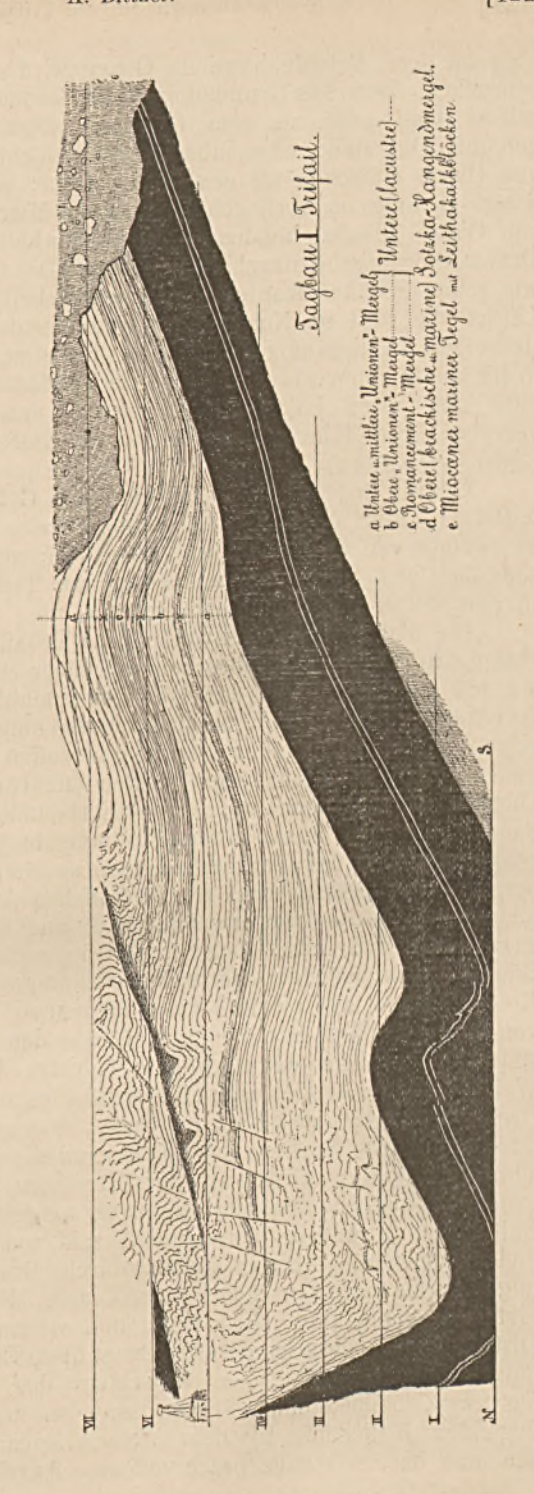
Wenden wir uns nun zu den älteren Niveaus der Tertiärablagerungen des Trifailer Abschnittes. Wie schon aus der Betrachtung der marinen Miocänablagerungen hervorgeht, hat man es in der Gegend des Wobenbaches mit einer bedeutenden Querstörung zu thun, welche sich bei Verfolgung der einzelnen Gesteinsniveaus zugleich als eine Verschiebung zu erkennen gibt. Die westlichere Scholle nämlich ist um ein gutes Stück gegen N, resp. NNW verrückt. Da der annähernd vertical aufgerichtete oder doch sehr steilstehende untere Leithakalkzug, welcher bei dem Werke Hrastnigg (Logg) abbrach, erst viel weiter nordnordwestlich nahe dem Kreuze (bei 365 Meter) am Wege gegen Oistro wieder ansetzt und mit demselben WSW-Streichen, das er schon früher einhielt, gegen Trifail fortsetzt, so lässt sich der Betrag der Verschiebung annähernd auf 500 Meter schätzen. Etwa in derselben Gegend, nördlich von diesem Leithakalkzuge, setzt offenbar auch der Zug der kohlenführenden Sotzkaschichten wieder an; nahe östlich und bis gegen Werk Hrastnigg herab liegt das Grundgebirge blos und besteht aus dem fraglichen Gailthaler Schiefer, auf welchem nur am Rücken unterhalb des erwähnten Kreuzes eine Partie von Dolomit in unklarer Lagerung sich hinzieht, von der es unentschieden bleiben muss, ob sie nicht als verstürzte Masse aus dem nahe nördlich sich erhebenden Dolomitgehänge des Oistro vrch herstammt. Oestlich von diesem niedrigen Dolomitrücken wurde in einer kleinen muldenförmigen Vertiefung des Terrains ein geringes, ringsum isolirtes Vorkommen von Kohle abgebaut. Es liegt dieses Vorkommen gerade mitten zwischen dem Abbruche des Hrastnigger und dem Beginne des Oistroer Kohlenzuges und scheint darauf hinzudeuten, dass man es vielleicht nicht mit einer einzigen Hauptverschiebung, welche beide Züge trennt, sondern mit einem System von Parallelverschiebungen zu thun habe. Das würde zugleich ein Licht werfen auf die ganz ausserordentlich verwickelten Verhältnisse unmittelbar westlich bei Werk Hrastnigg (Logg), wo man nicht im Stande ist, irgend einen Horizont auf nur geringe Distanz hin zu verfolgen. Auch das ganz merkwürdige Abstossen des Oistroer Kohlenzuges und der südlich demselben vorliegenden Miocän-

züge an dem Grundgebirge im Osten wird durch jene Verschiebung begreiflich, denn das Grundgebirge um Studence und südöstlich darunter würde dann noch zu dem östlichen, eigentlichen Hrastnigger Zuge gehören. Die steile oder überkippte Schichtstellung des Kohlenzuges von Oistro ist schon oft erwähnt worden; sie entspicht der analogen Schichtstellung im vorliegenden marinen Miocänzuge, welcher von dem von Oistro hinabziehenden Graben oberhalb der Anfangsstation der Drahtseilförderbahn durchbrochen wird. Die Tüfferer Mergel sind hier, wie schon erwähnt wurde, typisch entwickelt, aber sehr fossilarm, der Leithakalk wird im Norden noch von einem Complexe schmutziggrünlichgelber, kalkigsandiger Gesteine begleitet, welche SSO gegenüber Werk Oistro am rechten Gehänge des erwähnten Grabens aufgeschlossen sind und ihrer Lagerung nach wohl den Gouzer Grünsanden entsprechen. Sie führen hier besonders Haifisch- und Sparoiden-Zähne (*Sphaerodus spec.*).

Gerade gegenüber im linksseitigen Gehänge dieses Grabens, unmittelbar unter Werk Oistro, stehen bereits die Sotzkahangendmergel an, welche von da an gegen Westen eine weite oberflächliche Verbreitung besitzen. Sie stehen mit denen der Trifailer oberen Baue bereits in unmittelbarem Zusammenhange.

Die Sotzkaschichten von Oistro-Trifail sind in sich wieder so mannigfaltig gebogen, gebrochen und überschoben, dass es scheint, als würden diese Störungen dieselben ganz unabhängig von denen der überlagernden marinen Miocänablagerungen und wahrscheinlich theilweise schon vor Ablagerung der letzteren betroffen haben. Auch bei Trifail enden diese Schichten gegen Westen offenbar wieder mit einem Querabbruche und stehen mit ihrer Fortsetzung in der Richtung gegen Sagor tektonisch ausser allem Zusammenhange. Da sie aber zugleich sehr hoch über der Thalsohle liegen, so sind sie in der ganzen Breite der Mulde aufgeschlossen. Die natürlichen Aufschlüsse über Tags sind allerdings die denkbar ungünstigsten und es ist kaum möglich oder ganz unmöglich, sich nach diesen ein auch nur annähernd richtiges Bild der complicirten Störungserscheinungen zu machen, welche dem Kohlengebirge eigen sind. Im Allgemeinen lässt sich nur sagen, dass von Nord und Ost her die ganze Masse der Sotzkaschichten gegen die südwestliche Ecke des Trifailer Gebietes hin sich beständig senkt. Welcher Art diese Senkung im westöstlichen Sinne, dem des Hauptstreichens sei, das ist schwer zu sagen; es mag dieselbe wohl stellenweise durch plötzliche Sprünge oder Querverwerfungen bedingt sein. In nordsüdlicher Richtung, d. h. quer aufs Streichen, erfolgt diese Absenkung gegen die südliche Muldenbegrenzung wenigstens theilweise vermittelst Faltung, und zwar so, dass eine Anzahl von in gleichem Sinne gegen Süden geneigten schiefen Falten durch Bruch ihrer Achsen stufenmig übereinander geschoben erscheinen. Eine Verfolgung der vom ersten Tagbaue über den dritten und vierten Tagbau allmälig gegen Oistro sich hebenden Schichtmasse zeigt diese Erscheinungen ganz deutlich aufgeschlossen. Der grosse Aufschluss des ersten Tagbaues besteht aus zwei Theilen, einem tiefer liegenden westlichen und einem höher liegenden östlichen. In dem tiefer liegenden (Wilhelmi-Abtheilung) sah man bis 1883 ganz prachtvoll eine Anzahl der deutlichsten Ueber-


Störungen in der Wilhelmi-Abtheilung des Trifailer Tagbaues I.
S
N


Tagbau I Trifail.
a Untere u. mittlere „Unionen“-Mergel
b Obere „Unionen“-Mergel
c Romanecement-Mergel
Untere (lacustre)
d Obere (brackische u. marine) Sotzka-Hangendmergel.
e Miocaener mariner Tegel mit Leithakalkblöcken
S
N

schiebungen gegen Süden (vergl. nebenstehende Figur), deren Wechsel- oder Gleitflächen theilweise blossgelegt und ihrer Fallrichtung nach ganz scharf bestimmt werden konnten. Die am besten blossgelegte dieser Ueberschiebungsflächen war unter einem Winkel von 30—35° gegen N 25° O geneigt, aber nicht in ihrer ganzen Ausdehnung, indem andere Stellen derselben ein rein nördliches bis nordnordwestliches Einfallen erkennen liessen, wie man ja von vornherein nicht erwarten darf, dass eine derartige Fläche völlig eben sein muss; ihre Oberfläche war stark gekritzt. Das Einfallen der Schichten dieses Aufschlusses war im Ganzen und Grossen ein flach (15°) gegen NNW—WNW gerichtetes. An einer Stelle war ein nach NNW durchziehender, sehr scharf markirter Querbruch nachweisbar. Ganz ähnliche Verhältnisse, nur in etwas grossartigerem Massstabe, herrschen in der östlichen Hauptabtheilung des ersten Tagbaues. In der südlichen Hälfte derselben beobachtet man eine flache Lagerung bei nördlichem Einfallen; weiterhin gegen Norden stellen sich erst kleinere Unregelmässigkeiten ein, es erfolgt eine Aufbiegung der anfangs flach gelagerten Schichten und endlich ziemlich unvermittelt eine ganz gewaltige Schichtstörung, die den nördlichen Abschnitt bis zum Flötze hinab hoch über die südlicheren Theile in südlicher Richtung hinaufgeschoben hat (vergl. nebenstehende Figur). Die angrenzenden Partien des Gesteines längs dieser Ueberschiebungslinie sind förmlich zerrieben. Eine ganz analoge Erscheinung zeigt sich im Tagbaue III, an dessen nordöstlicher Ecke über den gegen N oder NO einfallenden Hangendmergeln abermals in Folge einer Störung die Kohle zu Tage tritt. Und dieselbe Erscheinung wiederholt sich auch im Tagbaue IV. Auch hier hat man, gleichwie im Tagbaue III, in der nördlichsten Ecke abermals einen Ausbiss von Kohle, welcher über den vorherrschend in nördlicher oder nordöstlicher Richtung einfallenden Hangendmergeln des Hauptaufschlusses liegt. Man kann also wohl behaupten, dass im Trifailer Kohlenterrain von Süd gegen Nord vorschreitend bei vorherrschend flachnördlicher Einfallsrichtung ein sprungweises Ansteigen der Schichten durch eine Reihe analog gebildeter, gegen Süd gerichteter Ueberschiebungen erfolgt. Ausser diesem Ansteigen von S gegen N, respective von SW gegen NO in querer Richtung von einem Muldenflügel zum anderen, ist, wie schon bemerkt wurde, noch ein Ansteigen der kohlenführenden Sotzkaschichten von W gegen O längs des südlichen Grundgebirgsrandes hervorzuheben. Dasselbe geschieht in verhältnissmässig sehr rapider Weise, indem in der Distanz von kaum 2 Kilometer (in der Luftlinie) sich die Flötze aus der Thalsohle (circa 250 Meter Seehöhe) zu einer Seehöhe von über 400 Meter heben, in welcher die Ausbisse und alten Baue südöstlich und östlich oberhalb Doberna liegen. Es ist das eine Erscheinung, welche zunächst an das Verhalten der Muldenausfüllung gegen den südlichen Grundgebirgsrand in der Strecke Turje-Hrastnigg erinnert. Dass diese Ausbisse zwischen Doberna und Rethie thatsächlich dem Grundgebirgsrande angehören, das lehrt eine Stelle unmittelbar nördlich unterhalb Rethie, wo in geringer Erstreckung am von Doberna heraufführenden Wege der Triasdolomit unter der das Grundgebirge fast überall übermantelnden Decke von Nulliporenkalk hervortritt. Da dieser Punkt nahezu in der directen westlichen Verlängerung des Grund-

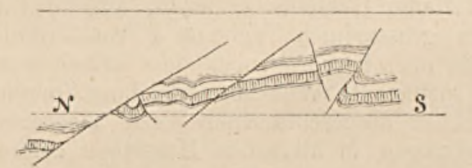
gebirgsrandes von Prapretnu liegt, so ergibt sich zugleich, dass die Einsattlung zwischen den Höhen von Rethie und den nördlicheren Höhen, gegen welche jene erwähnten Kohlenausbisse hoch hinanreichen, zugleich die Grenze des Grundgebirges mit seinem aufsitzenden Leithakalke gegenüber der der Mulde selbst angehörenden Leithakalkplatte von Doberna bildet, obschon gerade hier die beiden Leithakalke untrennbar in einander überzugehen scheinen und vielleicht dieser Punkt thatsächlich zu jenen gehört, an welchen der sonst beinahe allenthalben unterbrochene Zusammenhang der Leithakalke der Mulde mit jenen, die dem Grundgebirge aufsitzen, erhalten geblieben ist. Aber auch gegen diese Annahme lässt sich noch ein Bedenken anführen; es ist der Umstand, dass diese Einsattlung zugleich in die Verlängerung der südlichen Leithakalkabstürze von Plesko gegen das Sarmatische von Prapretnu fällt, welche Linie oben als höchstwahrscheinlich mit einer Längsstörung und Ueberschiebung zusammenfallend bezeichnet wurde.

Die Aufschlüsse des kohlenführenden Terrains am Grundgebirgsabhange des Rückens von Rethie und der Bukova gora sind äusserst ungenügende und reichen gerade nur hin, um das Fortziehen der Ausbisse längs dieses Randes constatiren zu können. Das Einfallen ist, soweit vorhandene Hangendmergel das zu bestimmen erlauben, ein in nördlicher Richtung gegen das Muldeninnere geneigtes. Nur in den höchstliegenden östlichen Partien soll eine Ueberkippung beobachtet worden sein. Die Auflagerung auf dem südlichen Muldenrande ist insoferne keine ganz regelrechte, als stellenweise — wie durch künstliche Aufschlüsse erhoben wurde — die Kohle ohne den Liegendthon direct dem Grundgebirge aufsitzt, theilweise aber auch die Flötze selbst am Grundgebirgsrande nicht in ihrer vollen Mächtigkeit entwickelt sind. Wir werden ähnliche Erscheinungen, d. h. ein Ausspitzen einzelner Partien des kohlenführenden Terrains gegen den südlichen Muldenrand sogleich aus dem ersten Tagbaue zu erwähnen haben. Zuvor sei nur noch bemerkt, dass das gesammte Terrain zwischen dem südlichen Muldenrande, der Linie der Querausbisse, welche durch die Tagbaue bezeichnet ist und dem westlichen Absturze der Leithakalkplatte von Plesko von einem wirren Agglomerate meist vereinzelter, niedrigerer Kuppen und Rücken gebildet wird, welche fast durchaus nur aus regellosen Trümmermassen von Leithakalk bestehen und von zwischenliegenden wiesenreichen Flächen unterbrochen werden, die keinerlei Aufschluss bieten, höchst wahrscheinlich aber marinen Tegel zur Unterlage haben, welcher an mehreren Stellen, Schlammströmen gleich, in ausgedehnten Rutschungen sich gegen das Thal herabzieht und hauptsächlich jene Unterbrechungen des kohlenführenden Terrains ausfüllt, welche man als „Durchrisse“ bezeichnet hat. Wenn man das Trifailer Thal von den westlichen Dolomithöhen betrachtet, so erhält man thatsächlich den Eindruck, als ob die Leithakalkplatte von Plesko der einzige, in annähernd normaler Lagerung befindliche Rest der marinen Miocänschichten der Muldenmitte wäre, während alles Andere, was an marinem Miocän, speciell an Leithakalk von da aus gegen Westen hinab existirt, nur aus verbrochenen und verrutschten Massen zu bestehen scheint. Die Sotzkaschichten scheinen nur noch in einzelnen, dem Hauptstreichen entsprechenden Längsrücken vorhanden zu sein, an deren Durchschnitten

gegen das Thal hinab die einzelnen Tagbaue angelegt sind. Diese Rücken der Sotzkaschichten dienen zugleich als Widerlager gegen die nach abwärts drängenden marinen Massen und wo die Sotzkaschichten nicht erhalten sind oder in den synclinalen Linien doch wenigstens tiefer liegen (Durchrisse), wälzen sich die Massen des marinen Tegels, zum Theil mit Leithakalktrümmern und Blöcken untermischt, ins Thal hinab. Die hauptsächlichsten dieser Tegelströme und Durchrisse sind: Der südlichste nahe dem Grundgebirge, welcher in die südlicheren Theile des ersten Tagbaues und in die neue Erweiterung dieses Tagbaues gegen Podgoro hereingreift; ein zweiter von geringerer Ausdehnung und wenig aufgeschlossen zwischen der ausgedehnten Leithakalkkuppe westlich von Doberna und der Kuppe des ehemaligen Tagbaues II herabkommend; ein dritter von grosser Breite und Mächtigkeit zwischen Tagbau II und Tagbau III und ein vierter, ebenfalls bedeutender, zwischen Tagbau III, resp. dem an denselben anschliessenden Limberger Rücken, in dem sich die Baue des Guidostollenfeldes bewegen, und dem Maria-Theresiengrubenfelde weiter im Nordosten. Aequivalente des Grünsandes von Gouze sind mir im Gebiete von Trifail (d. h. in dem hier behandelten Abschnitte!) mit Ausnahme jener bereits erwähnten Stelle südlich gegenüber Werk Oistro nur noch von einem Punkte bekannt geworden, d. i. nordöstlich oberhalb Limberg, wo im Liegenden der Pleskoer Leithakalkplatte grobes, düstergrünlichgraugefärbtes, kalkigsandiges Gestein auftritt, welches neben Celleporenknollen, Pectensplittern und einzelnen Bruchstücken von Clypeaster häufig einen kleinen Echinolampas führt, welcher in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt aus ganz ähnlichem Gesteine auch von Seiz (bei Ponigl an der Südbahn) und von der Sottlamühle bei W. Landsberg vorliegt, daher in südsteirischen Miocänablagerungen weit verbreitet zu sein scheint. Dieses unmittelbare Liegende der Leithakalkplatte von Plesko dürfte auch in der Fortsetzung gegen Süden vorhanden sein, ist aber wegen der überaus dichten Vegetation und wegen der Schutthalden am Fusse dieser Wände schwerlich aufgeschlossen zu finden.

Im Folgenden sollen noch einige Einzelheiten, die sich auf die Lagerung und Petrefactenführung der kohlenführenden Sotzkaschichten des engeren Trifailer Gebietes beziehen, angeführt werden. Zunächst muss noch des grossartigen Tagbaues I von Trifail gedacht werden. Es wurde bereits oben hervorgehoben, dass dessen westlichere, niedriger gelegene, die sogenannte Wilhelmi-Abtheilung (bereits verschüttet) in ganz ausgezeichnet aufgeschlossener Weise mehrere einseitige Falten und Ueberschiebungen in kleinerem Massstabe zeigte, ebenso wie eine scharfe, in nordnordwestlicher Richtung durchstreichende Querverwerfung. Die östlichere Hauptabtheilung des Tagbaues I wiederholt, wie ebenfalls bereits bemerkt wurde, diese Störungen in viel grossartigerem Massstabe, indem die gesammte nördlicher liegende Partie des kohlenführenden Terrains hier auf die südlichere Partie hinaufgeschoben erscheint, wie das die oben mitgetheilte rohe Skizze annähernd heigen soll. Es geht aus derselben ferner sehr deutlich der Umstand Servor, dass die unteren Partien der Hangendmergel hier gegen den küdrand der Mulde hin sich ausspitzen und dass ferner die Schichtzöpfe des Südflügels in unregelmässiger Weise abgetragen sind und

von jüngeren (marinen, miocänen) Tegeln unmittelbar überlagert werden. Man hat im Tagbaue I von Trifail also eigentlich drei Partien zu unterscheiden: eine südlichere, regelmässig gelagerte Masse von Sotzkaschichten, eine nördlichere, unregelmässig und vielfach gestörte Masse derselben mit einer Wiederholung durch Ueberschiebung, und eine besonders die südlicheren Aufschlüsse der Sotzkaschichten unregelmässig überlagernde Masse miocänen Tegels. Die Hangendmergel der Sotzkakohle hat man in Trifail mit Bezug auf ihre Brauchbarkeit zur Cementgewinnung in mehrere Horizonte eingetheilt. Die in beigegebener Skizze sich besonders hervorhebenden drei grösseren Complexe derselben dürften so ziemlich genau dem unteren und mittleren „Unionen"-Mergel, dem oberen „Unionen"-Mergel und dem Romancementmergel entsprechen. Es sind also vorzugsweise die „Unionen"-Mergel, welche gegen den Südrand der Mulde an dieser Stelle sich auskeilen, während der Complex der Romancementmergel in voller Mächtigkeit bis an den südlichen Rand des ersten Tagbaues heranreicht. Alle diese Complexe zusammen bilden die im stratigraphischen Theile als untere oder lacustre Hangendmergel zusammengefasste Abtheilung dieser Sotzkahangendschichten, über welchen erst noch die brackischen und marinen Mergel folgen. Zur Zeit meiner Anwesenheit liessen die einzelnen Etagen des Trifailer Tagbaues I mancherlei interessante Einzelheiten erkennen, deren bemerkenswertheste hier angeführt werden sollen: Etage 1 schloss den tiefsten Theil der Hangendmergelmulde auf; diese Mergel waren hier etwas zerknittert; in den nördlicheren Partien, da wo die Kohle steiler wieder aufzusteigen begann, wurde ein Querbruch constatirt. Etage 2 zeigte sehr regelmässige Aufschlüsse im südlicheren Theile, während im nördlicheren sich gegen die Kohle des Nordflügels hin einzelne Störungen zu zeigen begannen und die Lagerung unregelmässiger wurde. Auf eine Strecke weit waren drei Bänke zu verfolgen, welche durch ihre wechselnde Färbung (gelblich, blaugrau und weiss von unten nach oben) besonders hervorstachen und von einer Anzahl vorherrschend nach Nord geneigter Klüfte verworfen wurden, wie beistehende Skizze



Schichtstörungen auf Etage 2 des I. Tagbaues zu Trifail.

zeigt. Etage 3 bot nichts von den Verhältnissen der vorhergehenden Etage Abweichendes. Etage 4 erschien, vorzüglich im Süden, als die am regelmässigsten gelagerte. Besonders eine klotzige Bank zwischen unteren und oberen Unionen-Mergeln war in zusammenhängender Weise zu verfolgen. Gegen Norden hin machte sich die zunehmende Unregelmässigkeit in einer Reihe von Verwerfungen bemerkbar, welche diese Bank in eine Anzahl von unzusammenhängenden Stücken theilten (vergl.

nachfolgende Skizze). Der nördliche Kohlenflügel zeigte steile, aber ziemlich regelmässige Lagerung. Auf Etage 5 (jener des Maschinenhauses) war in der südlichen Hälfte besonders das Ausspitzen der tieferen Hangendmergel sehr schön aufgeschlossen, die Lagerung eine sehr regelmässige in grossem, flachem Bogen; gegen Norden hin aber verschwand



Schichtstörungen auf Etage 4 des I. Tagbaues zu Trifail.

diese Regelmässigkeit, und an ihre Stelle trat ein furchtbares Durcheinander, in welchem besonders eine, wohl einer Ueberschiebungsfläche entsprechende, zerriebene, schwarze Masse inmitten dickerer, heller gefärbter Bänke, die sowohl darüber als darunter sich zeigten, hervorstach (vergl. Skizze auf pag. 554). Die darüber liegenden hellen Bänke zeigten besonders zerknitterte Schichtung, liessen aber noch die häufigen Cypridinen- und Pisidien-Einschlüsse erkennen. Beim Maschinenhause selbst stellte sich über ihnen eine Zunge von Kohle ein, deren aufgeschlossene Länge mit 50 Schritt gemessen wurde. Auf der 6. Etage, wo im Süden die tieferen Hangendmergel bereits nicht mehr vorhanden waren, wurde der die Kohle bedeckende Brandschiefer in der Mächtigkeit von einem halben Fuss constatirt und das tiefste Hereingreifen des marinen Tegels beobachtet. Weiter nördlich greift die auf Etage 5 constatirte Ueberschiebung herauf; südlich im Liegenden derselben ist der Hangendmergel gänzlich zerrieben; im Hangenden derselben wurde eine Spur der höheren brackischen Schichten mit Congerien und der Chenopusmergel beobachtet, noch nördlicher scheint Alles dem Cementmergelcomplexe, also wieder tieferen Schichten anzugehören. Auf Etage 7 ist der untere Hangendmergel an den südlichen Schichtköpfen in geringer Mächtigkeit vorhanden, darüber wurden die brackischen Schichten mit Congerien, Cardien und Cyrenen anstehend beobachtet, weiterhin stellen sich mächtige Massen der obersten (*Chenopus*-) Mergel ein, sowohl auf den Schichtköpfen als auf den theilweise unterbrochenen Flächen lagert unregelmässig mariner Tegel, der theilweise sehr massig und compact, wie es scheint, anstehend auftritt, theilweise aber rutschende, mit Leithakalkblöcken vermengte Massen darstellt. Ein Theil der Schichtköpfe des Chenopusmergels wird von Humus bedeckt, über welchen mariner Tegel hereingerutscht ist. Zwischen Etage 7 und Etage 8 muss ein Querverwurf durchsetzen, da im südlichen Antheile der letzteren plötzlich wieder ein Schichtkopf von Kohle erscheint mit nicht gebranntem, aber stark gestörtem Hangendmergel, über welchem allseitig mariner Tegel liegt, der diese südlicheren Sotzkaaufschlüsse von nun an constant von den nördlicheren trennt. Die höheren Etagen greifen nun südlich immer weiter in die wiesenreiche Niederung von Podgoró vor, während ihre nördlicheren Antheile sich an dem Gehänge von Lakonza halten.

Hier schliessen sie südlich noch die hangendsten Chenopusmergel auf, die aus anfangs flach nördlichem Einfallen bald in gestörte Schichtstellung übergehen und nördlicher von dem tieferen Hangendmergel der Ueberschiebung [1]), unter welchem noch weiterhin die Kohle des sogenannten „Flötzkopfes" nördlich von Lakonza zu Tage tritt, abgelöst werden. Die südlicheren, weit nach Ost vorgeschobenen Antheile dieser höheren Etagen bewegen sich vorzugsweise in gebranntem Hangendmergel, unter dem hie und da Kohle zu Tage tritt, über welchem ansehnlich mächtige Massen marinen Tegels lagern. In der Nähe des Lakonzabaches sind in den obersten beiden Etagen auch wieder Chenopusmergel aufgeschlossen. Ein zusammenhängendes Bild der Lagerung ist aus diesen oberen Aufschlüssen bisher nicht gewonnen worden. Hervorgehoben zu werden verdient ein Aufschluss auf der 10. Etage, auf deren Sohle in einer Pinge Kohle aufgeschlossen wurde, über welcher noch ein sehr geringer Complex von Hangendmergel lagerte, der gegen Nord unregelmässig abgeschnitten und von compactem marinem Tegel bedeckt war. Ueber die Petrefactenführung sowohl der Sotzkaschichten als des marinen Tegels im Tagbaue I von Trifail ist bereits im stratigraphischen und im paläontologischen Theile berichtet worden, es kann daher an dieser Stelle, um Wiederholungen zu vermeiden, darauf verwiesen werden. Es wäre nur noch zu erwähnen, dass auch in den Leithakalkblöcken des Tagbaues Petrefacten einzeln vorkommen, und zwar sind mir bekannt geworden:

Pecten pl. spec. indet., grössere und kleinere Arten, darunter eine grosse Form auf der Innenseite blossgelegt, vielleicht identisch mit *Pecten solarium Hoern.* (= *gigas Schloth*).

Terebratula aff. grandis Blumenb., eine sehr grosse Terebratel, wie sie Morlot schon vor langer Zeit bei Schloss Gallenegg (Sagor W) entdeckte.

Macropneustes spec.? ein grosser Spatangide, in Grösse, Körperform, Anordnung und Gestalt der Ambulacra zunächst mit *Peripneustes Antillarum Cott.* vergleichbar, leider nur als Steinkern erhalten.

Sphaerodus cfr. cingulatus Mstr. und Lamna-Zähne.

Das Gestein ist zumeist aus Nulliporentrümmern und Echinidenzerreibsel zusammengesetzt.

Der Tagbau III von Trifail zeigt ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse wie die bereits im ersten Tagbaue geschilderten. Der südliche

---

[1]) Auf der Etage 9 waren über dem lacustren, unteren Mergelcomplexe noch die Schichten mit den bunten Congerien, mit Cardien und Cyrenen nachweisbar. Im „Unionen" führenden unteren Mergel zeigten sich auch hier zuweilen prachtvoll aufgeschlossene Schichtstörungen, darunter die nebenstehend skizzirte, die ein ausgezeichnetes Beispiel einer doppelt gebrochenen Kniefalte in kleinem Massstabe darstellt.

N S

Schichtstörung auf Etage 9 des I. Tagbaues zu Trifail.

und mittlere Theil des Aufschlusses legt die Kohle und deren Hangendmergel mit ziemlich flacher, etwas gegen Nord oder Nordost geneigter Lagerung bloss. Dieselbe ist überdies in Folge mehrfacher Querbrüche eine etwas unregelmässige. Der bedeutendste dieser Querbrüche (von NO [gegen O mit 15°] nach SW verlaufend) scheidet den nordwestlichen Rand des Aufschlusses scharf von dessen übrigen Antheilen; der nordwestliche Rand selbst besteht aus Liegendthon, welcher also hier in abnorm hoher Lage neben der Kohle auftritt; an der südlichen Seite des Tagbaues ist der Verwurf weniger auffallend, an der nördlichen dagegen sehr scharf ausgesprochen. An jener Seite erscheint die Kohle ein wenig am Liegendtegel geschleppt. Im nördlichen Antheile des Tagbaues nun ist der Hangendmergel gegen oben unregelmässig abgeschnitten und darüber erscheint im Horizonte des Guidostollens aufs Neue die Kohle, deren Hangendes hier grösstentheils gebrannt und — wahrscheinlich in Folge dessen — sehr unregelmässig gelagert ist. Den oberen Partien dieses Hangenden, welches südwestlich von Limberg ziemlich ausgedehnte Flächenräume einnimmt, fallen offenbar auch die Chenopusmergel zu, die die Höhen des Rückens bei Limberg südlich bilden und wie überall, wo sie auftreten, reich an der charakteristischen Chenopusart und an Blattresten sind. Im Süden dieser Limberger Höhen und des Tagbaues III stellt sich eine ansehnlich breite, grösstentheils in Verrutschung begriffene Masse marinen Tegels ein, welcher, wie jener des Tagbaues I, reich an verdrückten Petrefacten ist. Es wurden hier gesammelt:

Pyrula geometra Bors.?

Rostellaria aff. Hupei Al. Rou., dieselbe Form, welche schon vom Tagbaue I angeführt wurde.

Pleurotoma pl. sp. (alle zerdrückt).

Kleine, glatte Gasteropoden, wie im Tagbaue I.

Pecten spec. (*aff. spinulosus Mstr.* und *P. Koheni Fuchs*, dieselbe Art, wie im Tagbaue I).

Leda spec. (ebenfalls im marinen Tegel des Tagbaues I).

Corbula cf. gibba Oliv.

Balantium spec. (ganze Schichtflächen überdeckend, hier noch häufiger als im Tagbaue I).

Pflanzenreste.

Der im Guidostollen aufgeschlossene Flötztheil ist gegen Nordosten hin abermals durch einen bedeutenden „Durchriss“ abgeschnitten, jenseits dessen das Flötz um 29·7 Meter höher gelegen (Theresiastollen) wieder erscheint. Auch dieser Durchriss entspricht einer mächtigen Masse von marinem Tegel, welcher, wie insbesondere die Aufschlüsse der Versatzgruben nördlich gegenüber Limberg lehren, vielfach in ganz unregelmässiger Weise in offenbar präexistirende Auswaschungen innerhalb der marinen und lacustren Sotzkahangendmergel eingreift. Oberhalb des Maria- und Theresiastollens sind auch die Chenopusmergel in ausgedehnterer Verbreitung zu treffen, wie überall reich an *Chenopus Trifailensis* und einer kleinen *Corbula*. Das Gestein ist hier oft aus sehr weichem und zartem Materiale gebildet, lässt sich mit dem Messer schneiden und haftet an der Zunge, die Petrefacten erscheinen dann

als Hohldrücke; Pflanzenreste sind hier besonders häufig. Das gilt zunächst für die Aufschlüsse nahe oberhalb dem Mundloche des Mariastollens. In den westlicher liegenden Versatzgruben auf der Höhe oberhalb des Maria- und des Theresiastollens ist es wieder vorherrschend dunkel bläulichgrauer, feinglimmeriger und oft etwas plattiger Mergel mit Fischschiefern wechselnd. *Chenopus*, *Corbula* und Dentalien sind hier häufig. Die weiter östlich liegenden Versatzgruben liegen vorzugsweise in marinem Tegel, welcher, wie an den früher genannten Orten, reich an zerdrückten Petrefacten, besonders an Gasteropoden ist, nicht selten auch einen grossen Schizaster führt.

Er greift völlig unregelmässig in die Sotzkahangendmergel herein und stösst in N, O und SO an höheren Rücken derselben ab. Der Versatzschacht im Norden neben diesen Gruben, aus denen das Versatzmateriale genommen wird, steht schon wieder in den tieferen, an Pisidienabdrücken reichen Hangendmergeln der Sotzkakohle; sowohl der anstossende marine Tegel, als die oberen marinen Hangendmergel im Westen nahe dabei (welche in NO anscheinend unter jene tieferen Hangendmergel einfallen) liegen tiefer. Es dürfte also auch hier wieder eine jener oft zu constatirenden Schichtwiederholungen vorliegen. Ob dergleichen auch zwischen dieser Stelle und dem in nordöstlicher Richtung liegenden Tagbaue IV noch eintreten, das mit Sicherheit zu constatiren erlauben die bestehenden Aufschlüsse nicht, es ist aber wahrscheinlich, da über dem „Unionenmergel“ des Versatzschachtes am Wege gegen den Tagbau IV noch die Chenopusmergel und weiterhin auf diesem Wege abermals Unionenmergel auftreten. Der Tagbau IV wiederholt ziemlich genau die Verhältnisse des Tagbaues III und (im kleinen Massstabe) des Tagbaues I. Das vorherrschende Einfallen ist auch hier ein nordöstliches. Gegen SW erfolgt eine anticlinale, ziemlich rasche Umbiegung in das entgegengesetzte (südwestliche) Einfallen, gegen NO dagegen die Andeutung einer Aufbiegung zu einem Gegenflügel und eine Ueberschiebung, die sich durch das Zutagetreten einer Partie von Kohle im nördlichen Winkel des Aufschlusses verräth. Die östliche, respective südöstliche künstlich aufgeschlossene Wand der Hangendmergel und die aus dem nördlichen Winkel des Tagbaues in südöstlicher Richtung hinanziehende Masse von Hangendmergeln, die in einem natürlichen Schichtkopfe zu Tage treten, stehen also offenbar nicht in unmittelbarem Zusammenhange, sondern sind allem Anscheine nach trotz annähernd gleichem Verflächen durch jene Ueberschiebungsfläche, welche im nördlichen Winkel des Tagbaues die Kohle in höherem Niveau abermals zu Tage treten lässt, von einander getrennt. Merkwürdigerweise nun sind diese beiden Complexe von Hangendmergeln auch ihrem Gesteinscharakter nach auffallend verschieden. Während die Hangendmergel des eigentlichen Tagbaues noch ganz den Charakter der tieferen, lacustren „Unionen“-Mergel der südlicheren Aufschlüsse besitzen, haben jene nordöstlicheren Schichtköpfe von Hangendmergeln eine festere, kalkigere Consistenz und weisen auch in ihrer Fauna Verschiedenheiten auf, da sich hier neben den in den südlicheren Trifailer Aufschlüssen fast alleinherrschenden Pisidienschalen („Unionen“) auch andere Arten von Petrefacten einstellen, und zwar vorzugsweise jene langgestreckten spiralgekielten Melanien (*Melania Sturi* und Verwandte),

die im gesammten Nordflügel der Mulde und in der gesammten Ausdehnung der Sotzkaschichten-Aufschlüsse von Sagor eine so hervorragende Rolle spielen. Daneben treten schon hier sehr vereinzelte Congerien auf, welche im Tagbaue I erst über den eigentlichen lacustren Mergeln sich einzustellen beginnen, in den Schichten mit *Melania Sturi* der Umgebung von Sagor aber gänzlich zu fehlen scheinen. Die Pisidien- oder Cyclasschalen sind insbesondere in den höheren Lagen dieser Gesteine ziemlich gross, zumeist unverdrückt, aber fast durchaus verzerrt und verschoben. Auch die Melanien sind hier unverdrückt, etwas kieselig, aber nicht aus dem Gesteine zu lösen. Das Gestein selbst ist in frischem Zustande bläulichgrau und von jenen Süsswasserkalken nicht zu unterscheiden, die weiter im Westen im Complexe der unteren, lacustren Sotzkahangendmergel häufig auftreten, insbesondere wieder im Nordflügel. Auffallend ist hier im Trifailer Tagbaue IV nur der Umstand, dass die beiden immerhin beträchtlich verschiedenen Ausbildungsweisen so unvermittelt aneinander stossen, was auf einen raschen Uebergang aus der einen Facies in die andere hindeutet, welcher Uebergang in Folge der hier eingetretenen Störung und Ueberschiebung anscheinend noch plötzlicher erfolgt, als das in Wirklichkeit wohl der Fall ist. Die erwähnten kalkigen Süsswasserschichten des nördlichen Aufschlusses vom Tagbau IV, welche gegen den Tagbau hin ihre Schichtköpfe zeigen, daher nördlich oder nordöstlich einfallen, nehmen bereits knapp nördlich vom Tagbaue eine entgegengesetzte Fallrichtung an und streichen am oberen Südgehänge des von Oistro gegen Trifail hinabziehenden Grabens in östlicher Richtung gegen den Oistroer Tagbau hinauf, einen deutlich hervortretenden bebuschten Höhenrücken bildend, in dessen nördlichem Abfalle die liegenderen kohlenführenden Niveaus durch Schurfversuche vielfach nachgewiesen sind. Die Mulde zwischen diesem nördlichen Zuge kalkiger Süsswasserschichten und jenem südlichen Gegenflügel desselben über dem Tagbaue IV wird grösstentheils von Wiesengründen eingenommen und zeigt hie und da in Rutschungen entblösst weiche, mergelig-thonige, zuweilen blättrige Gesteine, die wahrscheinlich den oberen Hangendmergeln der Sotzkaschichten, den Chenopusmergeln zufallen werden, obschon das für diese Stelle, da Petrefacten nicht gefunden worden sind, nicht mit voller Bestimmtheit behauptet werden darf. Die Aufschlüsse der Oistroer Baue haben bekanntlich gelehrt, dass die flötzführende Schichtgruppe dieses Antheils des Nordrandes steil aufgerichtet bis überkippt ist. Würde man die Aufschlusslinie des Trifailer Beckens vom ersten Tagbaue (Südflügel der Mulde) an bis zu den Aufschlüssen von Oistro in ein — allerdings sehr ideal gehaltenes — Profil zu bringen versuchen, so ergäbe sich ungefähr umstehendes Bild; dabei muss allerdings bemerkt werden, dass die Continuität dieses Profils — schon wegen des nordöstlichen Verlaufes desselben — nicht sichergestellt ist und dass es sehr gut denkbar ist, dass Querstörungen dasselbe in mehrere unzusammenhängende Abschnitte theilen. Es liegt sogar nicht ausser aller Möglichkeit, dass der grosse „Durchriss" unterhalb Limberg, welcher das Guidostollenfeld von den Bauen Maria und Theresia trennt, weniger einer Längs- als vielmehr einer solchen Querstörung — zum mindesten seiner ursprünglichen Anlage nach — entsprechen möge. Es würde

damit möglicherweise der Abbruch der südwestlichen Wände der Leithakalkdecke von Plesko oberhalb Doberna und die Lage der Kohlenausbisse nördlich unter Rethie, vielleicht sogar die ungleichmässige Entwicklung des nördlichen Grundgebirgsrandes zu beiden Seiten des Dorfes Trifail, deren bereits oben gedacht wurde, in einen ursächlichen Zusammenhang gebracht werden können. Auf jeden Fall würde eine in dieser Richtung (NNW) verlaufend gedachte Störungslinie vollkommen parallel sein zu jenem Querbruche, welcher im Wobenbache bei Hrastnigg ohne Zweifel thatsächlich existirt.

Unterhalb der hier beschriebenen Ausbisslinie der Flötze erscheint an den meisten Punkten in grosser Mächtigkeit aufgeschlossen der Liegendthon, so insbesondere unterhalb des Tagbaues IV und in der Umgebung des Passetistollens (Ziegelei), beim Tagbaue III (wo eine Querbruchlinie ihn vom kohlenführenden Terrain scheidet) und im Graben von Vode, besonders an dessen linksseitigen Gehängen, wo ebenfalls Ziegeleien ihr Materiale aus demselben entnehmen. Mehr oder weniger isolirte Lappen des kohlenführenden Terrains liegen hie und da auch tiefer im Bereiche des Grundgebirges, und zwar nördlich vom Tagbaue III an dem von Vode gegen den Tagbau IV jenseits des Grundgebirgsrückens am rechten Ufer des Voder Grabens hinaufführenden Fusswege (ehemals in Abbau gewesen) und westlich unter dieser Stelle hart am linken Ufer des Trifailer Baches gegenüber dem Krankenhause und der Capelle der Gewerkschaft Trifail. Ueber die Lagerung dieser wenig ausgedehnten und fast gar nicht aufgeschlossenen Vorkommnisse konnte nichts Genaueres erhoben werden. Etwas oberhalb des zuletzt genannten Punktes, ebenfalls am linken Ufer des Haupthales, bei einem verfallenen Ziegelofen, ist eine Rutschung in marinem Tegel blossgelegt, die vielleicht das unterste Ende der grossen Rutschung von Limberg vorstellt, da auch höher zwischen ihr und dem Limberger „Durchrisse“ Spuren von Tegel angetroffen wurden. Die flachen Gehänge sind aber hier so wenig aufgeschlossen und dabei so dicht mit Waldbeständen und Wiesen bedeckt,

Nordflügel — Tagbau IV — Maria-Theresia — Limberg — Tagbau III — Tagbau I, Südflügel
NO — SW

Idealprofil durch die Ausbisslinie der Trifailer Kohlenablagerung.

a = Flötzmasse; *b* = untere (lacustre) Hangendmergel; *c* = obere (marine) Hangendmergel (Chenopusmergel); *d* = mariner, miocäner Tegel.

dass man fast gar nichts von irgend welchem anstehenden Gestein zu sehen bekommt. Der Hauptantheil dieser Gehänge fällt indessen, wie immerhin mit genügender Sicherheit behauptet werden kann, dem fragwürdigen „Gailthaler Schieferzuge" des nördlichen Grundgebirgsrandes zu. Alle hier etwa vorhandenen Reste von Tertiär sind nur unzusammenhängende Reste dieser Ablagerungen.

Nur einer dieser Reste verdient noch hervorgehoben zu werden, weil er in seiner Lage und Schichtstellung die westliche Fortsetzung jener bereits aus der Gegend von Hrastnigg, Bresno und Tüffer erwähnten, nördlich von der Ausbisslinie der Sotzkakohlen gelegenen, dem Grundgebirge direct aufsitzenden marinen Miocänbildungen zu sein scheint. Es liegt dieses Vorkommen am unteren Ende des Rückens, der sich zwischen dem Vernitzabache und den in denselben mündenden, von Oistro herabkommenden Graben einschiebt, und besteht seiner Hauptmasse nach aus gelblich verwitterndem, kalkigsandigem Gesteine, dessen nahezu senkrecht oder sehr steil nach N fallende, aufgerichtete Bänke bei westöstlichem Streichen in einem kleinen Steinbruche blossgelegt sind.

Das Gestein führt hier ausser zahlreichen undeutlichen Fossiltrümmern besonders häufig einen schönen regulären Echiniden von ansehnlicher Grösse, leider meist in verdrückten und zerbrochenen Exemplaren. Es ist eine mit *Echinus dux Laube* und *Echinus Duciei Wright* zunächst vergleichbare Art. Südlich von diesen härteren Bänken, am Fusswege, der zu dem Steinbruche hinanführt, findet man stellenweise sehr milde, gelbliche, glimmerige Mergel aufgeschlossen, ganz ähnlich den *Nucula-* und *Leda*-führenden Lagen innerhalb des Complexes der Tüfferer Mergel. Es fanden sich darin:

Natica cfr. helicina Brocc.
Solenomya Doderleini Mayer (kleines Exemplar).
Lucina spec.
Nucula spec.

Wir werden bald Gelegenheit haben, dieselbe Ausbildungsweise westlich vom Trifailer Thale in ausgedehnterer Verbreitung wieder zu finden. Das Terrain westlich des Trifailer Baches muss bereits dem Tertiärgebiete von Sagor zugezählt werden. Beide Seiten des Thales von Trifail entsprechen einander nämlich durchaus nicht, weder in der räumlichen Vertheilung der Sedimente, noch in deren tektonischer Anordnung, ja selbst die lithologische Beschaffenheit derselben ist theilweise eine verschiedene. Dagegen bilden die westlich des Trifailer Thales auftretenden tertiären Bildungen in jeder Beziehung die östlichen Ausläufer der im Gebiete von Sagor herrschenden Entwicklungsweise, so dass sie im Zusammenhange mit diesen Tertiärablagerungen von Sagor behandelt werden sollen.

3. Der westliche Abschnitt (das Gebiet von Sagor).

Es ist bereits bemerkt worden, dass das zwischen Hrastnigg und Trifail gelegene engere Gebiet von Trifail — wie gegen Osten — auch gegen Westen von seinen Nachbargebieten in einer Art und Weise

abgetrennt erscheint, welche wohl, zum mindesten ihrer Anlage nach, auf Querstörungen zurückzuführen sein dürfte. Für die Abgrenzung gegen den Kohlenzug von Hrastnigg-Bresno-Tüffer ist das schon durch die Terrainconfiguration zu beiden Seiten des Wobenbaches sehr klar ausgesprochen. Schwieriger und verwickelter, wie in jeder so auch in dieser Hinsicht, sind die Verhältnisse bei Trifail. Die tiefliegende Kohle mit ihren mächtigen Hangendmergelmassen stösst hier im südlichen Flügel (Tagbau I) gegen Westen ganz unvermittelt an einen Sporn von Dolomit, der sich vom südlichen Rande längs des unteren Laufes des Trifailer Baches weit in die Mulde hinein vorstreckt, die Auflagerung am Grundgebirgsrande selbst aber ist eine ganz eigenthümliche, indem die Kohle ohne Liegendtegel stellenweise, zum Theil wieder nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit, auf den Grundgebirgsrand übergreift, während die Hangendmergel, zum mindesten deren tiefere Lagen, ebenfalls gegen den Rand hin ausspitzen, wie das die Aufschlüsse im Tagbaue I so schön zeigen. Man erhält so den Eindruck, als wären in diesem südwestlichen Winkel des Trifailer Gebietes vor der Ablagerung der kohlenführenden Sotzkaschichten bereits ganz ungewöhnlich tiefgehende, vielleicht zunächst durch Transversalstörungen und damit verbundene ungleiche Höhenlage der angrenzenden Grundgebirgsschollen bedingte und hervorgerufene Einbuchtungen, Winkel und Terrainvertiefungen vorhanden gewesen, welche durch die hier in grösserer Mächtigkeit zum Absatze gelangten Hangendmergel der Sotzkaschichten, die nirgends sonst in so grosser Mächtigkeit bekannt sind, theilweise wieder aufgefüllt wurden. Der erwähnte Dolomitrücken im Westen des unteren Trifailer Grabens dürfte jedenfalls bereits vor Ablagerung der Sotzkakohle vorhanden gewesen sein; dafür spricht in entschiedener Weise die Ausbildungsform der an und auf ihm vorhandenen Reste der Sotzkaschichten, welche lithologisch von denen der Trifailer unteren Tagbaue, die ihnen so nahe liegen, sehr beträchtlich sich unterscheiden. Man würde hier, um das Auftauchen jenes Dolomitzuges erklären zu können, vielleicht geneigt sein, eine Querstörung in etwa nordnordöstlicher Richtung anzunehmen; indess ist das vielleicht nicht absolut erforderlich, indem man möglicherweise auch mit blosser Auswaschung das Ausreichen finden könnte. Gesetzt aber, das Auftauchen des Dolomites entspräche einem solchen Bruche, so hätte man hier eine Transversalstörung anderer Richtung vor sich, als jene des Wobenbaches bei Hrastnigg ist, welcher sich, wie gezeigt wurde, vielleicht weiter im Westen eine parallele Störung in der Richtung Dorf Trifail-Limberg-Rethie anschliessen würde. Die grössere südwestliche Hälfte des Trifailer Kohlenterrains wäre denn als eine separate Scholle von annähernd dreieckiger Gestalt zu betrachten, die wieder in sich selbst von den mannigfaltigsten Störungen durchsetzt wird, welche wesentlich dazu beitragen, die Lagerung hier zu einer so complicirten zu machen, wie sie ohne allen Zweifel thatsächlich ist. Die marinen Miocänlappen, welche auf dieser südwestlichen Trifailer „Scholle“ aufliegen, sind, wie gezeigt wurde, derart unregelmässig verstreut und unzusammenhängend, dass sie mehr als verrutschte einzelne Partien und Reste, denn als zusammenhängende regelmässige Decke erscheinen. Wie die Hangendmergel der Sotzkaschichten, so finden auch die marinen unteren Tegel gerade in diesem

südöstlichen Antheile des Trifailer Revieres ihre weitaus mächtigste Entwicklung — gewiss eine auffallende und bemerkenswerthe Analogie. Aehnliches wiederholt sich im Süden von Sagor. Regelmässige Lagerung der miocänen Marinbildungen herrscht nur in der östlichen Scholle des Trifailer Gebietes, welche man als jene von Plesko bezeichnen kann. Nimmt man hier den nördlichen Flügel des marinen Miocäns mit seinen steil aufgerichteten Schichten als eine Art Leitlinie an und berücksichtigt man den Umstand, dass im Westen des Trifailer Thales, wie vorgreifend bemerkt sei, die Züge des marinen Miocäns in der ausserordentlich verengten Mulde zwischen Trifail-Loke und dem Kotredeschbache bei Sagor dasselbe westsüdwestliche Hauptstreichen besitzen, wie in der gesammten Erstreckung von Tüffer bis hieher, so erhält man den Eindruck, als sei in der Gegend von Trifail der Nordflügel der Hauptmulde um den beiläufigen Betrag von 1000 Meter in nordnordwestlicher Richtung verschoben worden. Um so viel weiter in Nordnordwest setzen nämlich die marinen Schichten des Miocäns am westlichen Thalgehänge des Trifailer Grabens wieder an.

Wir haben gesehen, dass im östlichsten Gebiete (dem von Hrastnigg-Tüffer) die kohlenführenden Sotzkaschichten nur am Nordflügel zu Tage ausgehen, dass sie aber im mittleren Gebiete über die ganze Quererstreckung der Mulde zu verfolgen und noch im südlichen Flügel über Tags erschlossen sind. Der Hauptabbau erscheint bei Trifail sogar auf die südliche Thalseite gerückt. Es kann das gewissermassen als eine Art Uebergang zu den Verhältnissen des Gebietes von Sagor betrachtet werden, wo, obschon der Flötzzug zu beiden Flügeln der Hauptmulde vorhanden und nachgewiesen ist, die Hauptmasse und für den Abbau günstigste Gestaltung des kohlenführenden Terrains noch südlicher, in Nebenmulden, welche durch Grundgebirgsrücken von der Hauptmulde geschieden werden, sich vorfinden. Man ist vielleicht theoretisch berechtigt, sogar schon zu Trifail den Grundgebirgsrücken der nördlichen Thalseite des Baches von Vode als einen ersten Beginn einer derartigen Unterabtheilung zu betrachten und dann die südlich davon liegende Hauptmasse des Trifailer kohlenführenden Terrains als Nebenmulde anzusprechen, während die geringen Spuren kohlenführenden Terrains, welche nördlich von jenem Rücken bekannt sind, der Hauptmulde (im geologischen Sinne) zufallen würden. In diesem Sinne ist auch der mehrfach erwähnte dolomitische Quersporn westlich der Gewerkschaft Trifail mit sammt den Höhen von St. Ulrich-Vischgorje als eine mitten aus der Gesammtmasse des Tertiärs auftauchende Grundgebirgsinsel zu betrachten, denn im Süden dieser Dolomitmasse und zwischen ihr und den südlich benachbarten Dolomit- und Kalkhöhen des Grundgebirges von Selenatrava und Leskouz findet das südliche Trifailer Kohlenterrain eine Fortsetzung von bemerkenswerther Art. Der zwischen dem Trifailer Bache und dem Krainer Graben sich erhebende Dolomitrücken besitzt nahe oberhalb seines südlichen Endes eine ziemlich tief einschneidende Scharte, über welche ein Fussweg von Werk Trifail in den Krainergraben hinüberführt. Auf der Höhe dieser Scharte nun und besonders südlich vom Wege am Abhange der südlichen niedrigen Dolomiterhebung steht in sehr gestörter Lagerung kalkiger Süsswassermergel mit Blattabdrücken an, hie und da in kleinen verlassenen Steinbrüchen aufgeschlossen.

Er scheint in sehr eigenthümlicher Weise mitten in den Dolomit eingeklemmt zu sein, welcher an einer Stelle anscheinend darüber liegt und durch eine dünne Lage ockrigen Lettens davon getrennt wird. In der westsüdwestlichen Fortsetzung dieses Vorkommens liegt jene Tiefenlinie, welche der von der Häusergruppe Beuschk im Krainergraben ansteigende Fahrweg gegen Sagor zur Ueberschreitung des Gebirges benützt. Schon nahe westlich von Beuschk stösst man wieder auf Steinbrüche in nordwestlich fallendem, ziemlich festem und kalkreichem Süsswassermergel, der jenem im nördlichen Aufschlusse des Tagbaues IV gleicht; darüber liegen dünnblättrige, schiefrige Mergel. Der Zug scheint sich nahe im Südwesten durch eine nach NO vorragende Dolomitzunge zu gabeln; der südlichere Zug spitzt offenbar rasch aus, während der nördlichere gegen SSW ununterbrochen fortsetzt und eine schwach hervortretende Terrasse nördlich über dem Bache und der Strasse und südlich unterhalb der bedeutenderen Höhen von Vischgorje bildet. An der Abzweigung des unteren Weges gegen Selenatrava tritt die Strasse wieder in diesen Gesteinszug ein. Es sind von mir in diesem Zuge durchaus nur Pflanzenreste führende graue und blaue, fast durchwegs dünnblättrige Mergelschiefer beobachtet worden. Hie und da bemerkt man auch Fischschuppen, die aber im Tüffer-Sagorer Tertiär fast in allen Etagen gleich häufig auftreten. Das Aussehen dieser Gesteine gleicht sehr dem der dünnblättrigen Einlagerungen der Chenopusmergel von Trifail, doch konnte ich trotz anhaltenden Suchens nicht den sonst häufigen Chenopus darin auffinden. Sie liegen, wie erwähnt, schon unten bei Beuschk im Krainergraben in einem kleinen Steinbruche, der die dickbankigen, daselbst auftretenden, kalkigen Süsswassermergel oder Süsswasserkalke ausbeutet, über diesen, sind dann an dem erwähnten Dolomitvorsprunge, den die Sagorer Strasse anschneidet, in eigenthümlicher Weise um den Dolomit herum gebogen und, nach Nord streichend, in den nördlicher liegenden Zug hinübergeschleppt und bilden das einzige aufgeschlossene Gestein desselben. An der Nordgrenze gegen den Dolomit der Höhen von St. Ulrich sind sie in ausserordentlich heftiger Weise zerknittert und zerrieben, so dass man, da sie zugleich ein Einfallen unter jenen Dolomit zu besitzen scheinen, an eine Ueberschiebung desselben über diese Mergel denken möchte. Man verfolgt sie über den Sattel hinaus gegen West bis nahe oberhalb des Bauernhofs in halber Höhe des Abstieges gegen Sagor. Ob sie weiter hinabziehen, blieb unsicher; es wäre möglich, dass die nördlichen und südlichen Kalk- und Dolomitmassen in der Situation von Posnaile zusammenhängen und nur oberflächlich durch die Thalauswaschung getrennt sind. Jedenfalls sind die Mergelschiefer dieses Zuges dieselben Gesteine, die östlich von Dorf Sagor in der Gegend von Selo und im Slačnikwalde so verbreitet sind und welche später besprochen werden sollen. Dass sie den oberen Sotzkahangendmergeln zuzuzählen sein dürften, dafür spricht wohl in erster Linie der Umstand, dass sie jene kalkigeren Gesteine des Krainergrabens überlagern; das Fehlen des Chenopus ist allerdings auffallend.

Ein isolirtes Kohlenvorkommen, welches seiner Höhenlage nach wohl einstens mit dem oben erwähnten Zuge von Sotzkamergeln zusammengehangen haben, durch den nördlich davon und zwischen ihm und jenem

Zuge tief in das dolomitische Grundgebirge eingerissenen Graben aber davon getrennt worden sein mag, ist jenes von Selenatrava. Aufschlüsse fehlen hier ganz und man ist auf die Halden älterer und neuerer Baue angewiesen. Auf der Halde eines im Jahre 1883 angelegten Stollens wurde aus dem herausgeförderten Gesteine einiges an Petrefacten gewonnen, worüber bereits oben das Nähere mitgetheilt ist. Die Kohle ist hier auffallend verschieden von der Trifailer und Sagorer Kohle durch eine starke Beimengung von holzigen Bestandtheilen und durch zahlreiche Petrefacteneinschlüsse, die vorwiegend Gastropoden sind. Auch die begleitenden Mergel (Hangendes?) sind den Trifailer und Sagorer Hangendmergeln sehr unähnlich, ein weiches, zerreibliches Gestein, theilweise mit Kohlenschmitzchen durchsetzt, ebenfalls zahlreiche Schnecken, darunter grosse Melanien aus der Gruppe der *M. Escheri* führend. Man muss dieses Vorkommen wohl als einen isolirten Rest von vielleicht nahe dem Grundgebirgsrande gelegenen, etwas abweichend ausgebildeten Schichten des Sotzkaniveaus ansehen. Die meiste Aehnlichkeit scheinen die hier noch vorhandenen Schichten zu besitzen mit den fossilreichen Kohlenschmitzen in den oberen Partien des Liegenden der Kisouzer Mulde bei Sagor, über deren Fossilführung ebenfalls bereits an anderer Stelle berichtet wurde (vergl. stratigr. und paläont. Theil). Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, dass mir aus dem Zuge von Beuschk (nördlich unterhalb des Selenatravaer Vorkommens) keine mit diesem Vorkommen übereinstimmenden Gesteine bekannt geworden sind. Man könnte vielleicht noch an eine andere, ehemals vorhandene Verbindung des jetzt isolirten Restes von Selenatrava denken; das wäre in östlicher Richtung über den Trifailer Graben hinweg gegen jene von Wiesengründen eingenommene Einbuchtung des Grundgebirges, in welche sich das kohlenführende Terrain vom Tagbaue I in südlicher Richtung hineinerstrecken soll.

Schon Zollikofer (1859, pag. 20) sagt, dass die Vermittlung des Trifailer Beckens mit jenem von Sagor durch eine kleine Flötzpartie geschieht, welche westlich oberhalb Vode, nicht weit vom Pollagbauer, durch einen Schacht und einen Stollen aufgeschlossen wurde. Sie liegt hart am Dolomit und scheint sogar unter denselben nach Süden einzufallen. Im Rentschgraben (Grenze zwischen Steiermark und Krain) sei keine Spur von Kohle zu sehen, obwohl Liegendconglomerate und Hangendmergel daselbst die Fortsetzung der Tertiärformation nachweisen. Diese Nachrichten beziehen sich auf die Ausbisse der Sotzkaschichten im Südflügel der Hauptmulde, auf welcher westlich oberhalb Vode seit jener Zeit wiederholt geschürft worden ist, ohne dass, wie es scheint, ein günstiges Resultat erreicht wurde. Noch im Jahre 1882 wurden sowohl auf der Höhe über dem Directionsgebäude der Gewerkschaft Trifail als jenseits im Krainergraben neuerlich Stollen angeschlagen; der letztere schien den Grundgebirgsschutt noch nicht durchquert zu haben; der erstere Stollen lag in der Nähe der ehemaligen Store'schen Heinrich-Oberbau-Stollen, hart nördlich am Dolomite der mit dem Triangulirungszeichen versehenen nördlichsten Kuppe des Grundgebirgsriegels (424 Meter), war 50 Schritt lang in der Richtung gegen das Grundgebirge getrieben und hatte vor Ort sandig-dolomitisches, weisses, massiges Gestein — zerriebenen Dolomitgrus als Liegendes?

Auf der Halde lagen spärliche Kohlenbröckchen. In den ehemaligen Antonibauen soll bei geringer Mächtigkeit eine Ueberkippung des Flötzes nachgewiesen worden sein. Inwieweit die Angaben über grössere Mächtigkeiten der angeblich durchfahrenen Kohle in den nordöstlicheren Schurfstollen, besonders im Emmastollen, verlässlich sind, davon kann man sich gegenwärtig nicht mehr überzeugen, nachdem letzterer Stollen unzugänglich geworden ist. Sein Mundloch steht in verhältnissmässig jungen marinen Schichten, Tüfferer Mergeln, wie später noch zu erwähnen sein wird. Das kohlenführende Terrain scheint westlich von Vode nur auf den Höhen zu liegen und nirgends bis an die Thalsohle herabzureichen, an den unteren Gehängen ist nur dunkler, bröckliger Dolomit und nördlich davon, wie es scheint, sofort marines Miocän vorhanden. Von jenem oben erwähnten, neu angelegten Schurfstollen (auf der Höhe nahe dem Abhange der mit 424 Meter bezeichneten Kuppe) gegen den südlichsten Bauernhof der Häusergruppe Kouk vorschreitend, stösst man auf Sotzkahangendmergel von ähnlicher Ausbildung wie im Trifailer Tagbaue I; sie sind aber kaum irgendwo besser aufgeschlossen, sondern meist nur aus zahlreichen, lose umherliegenden Stücken constatirbar; hie und da streichen einige härtere Bänke durch, mit anscheinend westsüdwestlicher Richtung. Anscheinend im Hangenden dieser Schichten treten, ein wenig unterhalb jener Stelle (nordöstlich) in einem Steinbruche aufgeschlossen, mit ebenfalls westsüdwestlichem Streichen steilaufgerichtete, nahezu senkrechtstehende, mergeligplattige Süsswasserkalke von grauer und graublauer Färbung auf, welche ganz jenen vom Nordrande des Tagbaues IV gleichen und auch dieselbe Fauna führen. Wie in jenen Schichten des erwähnten Tagbaues treten die zahlreichen Pisidien- oder Cyclasreste hier theilweise in unverdrücktem, aber oft verzerrtem Zustande als Steinkerne auf, daneben finden sich einzelne Exemplare von dem zu Sagor häufigen, aber auch östlicher vorkommenden *Unio Sagorianus n. sp.*, endlich die auffallenden langen und dünnen spiralgekielten Melanien. In der westlichen Verlängerung dieser Schichten und Vorkommnisse, zunächst in der Tiefe des Krainergrabens bin ich nicht im Stande gewesen, irgendwelche Spuren der Sotzkaschichten aufzufinden; das würde mit Zollikofer's Angaben insoferne stimmen, als es die Kohle selbst betrifft; aber auch die Liegendconglomerate und Hangendmergel habe ich daselbst nicht gesehen, vielleicht nur wegen der schlechten Aufschlüsse. Marines Miocän ist, wie unten anzuführen sein wird, im Krainergraben allerdings aufgeschlossen. Die südlichste Spitze des Rückens zwischen diesem Graben und seinem von Jasmo herabkommenden westlichen Aste besteht noch aus Dolomit an den Höhen, in der Tiefe der Gräben aus dunklen, plattigen Kalken. Von dem in einer Seehöhe von 407 Metern liegenden südlichsten Bauernhause dieses Rückens gegen WSW verläuft eine von Wiesen eingenommene Niederung, in deren nördlicher Hälfte hie und da in den Feldwegen die Sotzkahangendmergel entblösst zu finden sind, während den südlicheren Zug an der Grenze des Grundgebirges vielleicht die Kohle nebst deren Liegendem (es fehlen eben Aufschlüsse) bilden mag.

Jenseits des Grabens in der directen Fortsetzung dieses Zuges sind auf der sehr niedrigen Wasserscheidehöhe gegen das Gebiet des

Kotredeschbaches helle thonige Schichten und Kieselgerölle zu beobachten, welche aller Wahrscheinlichkeit nach dem Liegenden der Sotzkakohle zufallen, und dies umsomehr, als in ihre weitere Fortsetzung dem Hauptstreichen nach das Liegende der in den alten Andräitagbauen der rechten Thalseite des Kotredeschbaches aufgeschlossenen Kohlenmasse zu liegen kommt. Bereits auf der vorher erwähnten Wasserscheidehöhe nördlich von jenem Zutagegehen des Liegendthones, am Fusse einiger höherer Kuppen, welche weiterhin in N und NW den Kamm bilden und allem Anscheine nach aus Sotzkahangendmergeln bestehen, befindet sich ein Schurfstollen (Aloisistollen). Von da hinab gegen die Andräitagbaue existiren noch mehrere verlassene Baue und in den Wasserrissen wird überall von Norden her eine Menge von Kohlenbrocken herabgebracht. Die Kohlen der Andräitagbaue selbst besitzen nahezu keine Hangendmergel mehr, welche auch hier theilweise bereits vor Ablagerung des marinen Miocäns abgewaschen und entfernt worden sein mögen. In den Entblössungen und Rutschungen des marinen, theilweise grünsandartigen und in Grünsand übergehenden Tegels sammelt man einige Petrefacten, die schon oben im stratigraphischen Theile aufgezählt wurden.

Soweit die Aufschlüsse der Sotzkaschichten im Südflügel der Hauptmulde. Im Nordflügel derselben habe ich im Osten zwischen Loke und St. Agnes (Prapretnu) gar keine Sotzkaschichten aufzufinden vermocht; nur auf den Höhen östlich und westlich vom Krainergraben zeigten sich zweifelhafte Spuren von Liegendthon und Liegendconglomerat mit Hornstein und Porphyrgeröllen. Erst im Graben westlich unterhalb St. Agnes soll durch Schurfversuche das Vorhandensein des kohlenführenden Zuges nachgewiesen worden sein; wenig westlicher, im unteren Theile des von der Heiligen Alpe herabkommenden Baches formirt sich das kohlenführende Terrain wieder zu einem zusammenhängenden Zuge, dessen Flötzführung (Laura- und Eduard-Feld) durch mehrere Versuchsbaue constatirt ist, und dessen Hangendschichten vorherrschend als Süsswasserkalke mit grossem Petrefactenreichthum entwickelt sind. Aus diesen Süsswasserkalken des Laura- und Eduardfeldes südöstlich von Kotredesch, welche aus festen, grauen Gesteinen voll scharfer Fossilhohlräume bestehen und von Charenkörnern durchschwärmt werden, stammt die Mehrzahl der im paläontologischen Theile beschriebenen Arten der Sotzkahangendschichten des Sagorer Gebietes, speciell jener Facies, welche als Schichten mit *Melania Sturi* bezeichnet werden kann.

Am häufigsten scheinen hier zu sein:

Melania Sturi n. sp.
„ *carniolica n. sp.*
„ *illyrica n. sp.*
Bythinia (Stalioa?) Lipoldi n. sp.
? *Ampullaria spec.*
Limnaeus spec.
Valvata (Planorbis?) spec.
Hydrobia pl. sp.
Pisidium spec.

Das Einfallen dieser Süsswasserschichten im Hangenden der Sotzkakohle ist da, wo sie vom Bache durchbrochen und aufgeschlossen sind, ein steil südliches, gegen das Innere der Mulde gerichtetes; dasselbe gilt von ihrem Aufschlusse am Gehänge des Kotredeschbaches selbst. Ihre Fortsetzung finden sie -- vielleicht nicht ohne Dazwischentreten eines unbedeutenden, mit Verschiebung verbundenen Querbruches — am rechten Ufer des Kotredeschgrabens und in diesem selbst südlich und südsüdöstlich vom Orte Kotredesch. Doch ehe wir zu diesen Aufschlüssen übergehen, soll zuvor noch der gesammte östlich vom Kotredeschbache bleibende Abschnitt der Hauptmulde besprochen werden. Da ist nun zunächst des merkwürdigen Umstandes zu gedenken, dass im westlichen (Kotredescher) Gebiete dieses Abschnittes mitten inne zwischen den beiden erwähnten Flügeln der kohlenführenden Sotzkaschichten diese Schichten in einem Längsrücken im Centrum der Mulde nochmals zu Tage treten. Und zwar findet das statt in einem Zuge, welcher von oberhalb des Grabnerhofes im Kotredeschthale über die Höhen von Vorlek bis gegen Jasmo unterhalb St. Agnes sich erstreckt und vielleicht noch etwas östlicher dadurch bereits angedeutet ist, dass südöstlich gegenüber Jasmo auf eine Strecke weit mitten im Tertiär das Grundgebirge (schwarzer Kalk) zu Tage zu treten scheint. Auf dem höchsten Punkte dieses Zuges, bei Vorlek, liegt die Kohle zu Tage und ist gegen NW und W nur von sehr geringen Spuren ihrer Hangendmergel mit Gasteropodenfauna begleitet (beim Hause Facchin). Westlicher und tiefer hat man dieselbe nahe ober dem Grabnerbauer in geringer Tiefe unter den Feldern nachgewiesen (Josephschacht), östlich im Fortstreichen dieses Zuges will man sie noch in der Richtung gegen Jasmo und sogar noch östlich unterhalb Jasmo erschürft haben.

Gegen Südosten von Vorlek scheint das kohlenführende Terrain (soviel davon vorhanden!) über die sumpfigen Waldwiesen hinab in directem Zusammenhange zu stehen mit dem südlichen Flügel, der Fortsetzung der Aufschlüsse in den Andräi-Tagbauen. Die Schichtstellung in diesem mittleren Kohlenzuge ist, soweit das die geringen Aufschlüsse erkennen lassen, eine sehr gestörte und man scheint es hier mit einer vielleicht durch die Enge der Mulde selbst in Verbindung mit der geringmächtigen Auflagerung hervorgebrachte anticlinale Auffaltung zu thun zu haben, deren südlicher Schenkel, wenn man nach der deutlich wahrnehmbaren Schichtstellung des auflagernden marinen Miocäns urtheilen darf, weit steiler steht als der nördliche, was mit allen bei Trifail und anderwärts gemachten einschlägigen Beobachtungen vollständig übereinstimmen würde. Die Schichtstellung der das kohlenführende Terrain überlagernden marinen miocänen Sande, Sandsteine, Conglomerate und Kalksandsteine ist in dem soeben besprochenen Gebiete derart angeordnet, dass dieselben nördlich über dem Vorleker Kohlenzuge flach nach Norden, südlich davon entweder steil nach Süden fallen oder sogar senkrecht stehen. Gegen die Andräitagbaue hinab erfolgt dann in synclinalem Sinne die Umbiegung in das Nordfallen des Südflügels der Hauptmulde, ebenso wie man dasselbe nahezu vollkommen aufgeschlossen von der Vorleker Höhe herab gegen den südlichsten Vorleker Bauer beobachten kann. Hier fällt der marine Sand im Süden des Flötzzuges schon etwas flacher (etwa unter 50°) nach Süd

und legt sich gegen Ost vom erwähnten Bauer noch flacher, mit etwa 20—25° gegen Südwest fallend, so dass hier die marine Synclinale über dem Sotzkaterrain gegen Osten hin offenbar in die Luft ausstreicht, wodurch eben jene bereits hervorgehobene freie Verbindung des mittleren Kohlenzuges mit dem Südflügel hervorgebracht wird, welche allem Anscheine nach über die sumpfigen Waldwiesen südöstlich von Vorlek hin stattfindet. Vielleicht ist hier noch etwas mariner Tegel anzutreffen?

Nördlich über diesem Terrain, die ausgedehnte, 408 Meter hohe, flache Kuppe bildend, ist ein Theil der nördlichen marinen Synclinale vorhanden, am Südabhange derselben fallen die marinen Sande flach nach Nord. Oestlich darunter im Graben, Jasmo gegenüber, soll der Jacobstollen die Kohle angefahren haben. In und oberhalb Jasmo fällt mariner Sand nach Norden ein; die Angabe, dass noch östlich unter Jasmo Kohle erschlossen worden sein soll, hat nichts Unwahrscheinliches, da, wie erwähnt, südöstlich gegenüber Jasmo sogar das Grundgebirge blossgelegt erscheint.

Das erwähnte nördliche Einfallen der marinen Sande bei Jasmo hält bis zum Waldrande oberhalb der unteren Jasmohäuser (Bauer Uhle) an; hier am Beginne der höheren Abhänge von St. Agnes stellt sich der marine Sand mit scharfer synclinaler Biegung plötzlich steil auf und fällt nach Süden ein, gehört also bereits dem Nordflügel der Hauptmulde an. Weiter im Osten im Gebiete des Krainergrabens bis gegen Loke bei Trifail, auf welcher Strecke Andeutungen einer mittleren Aufwölbung innerhalb der Mulde fehlen, beobachtet man durchaus nur steile Schichtstellungen im marinen Miocän, die grösstentheils dem Senkrechten sich annähern. Doch lässt sich stellenweise noch ein Gegensatz zwischen Nord- und Südflügel erkennen, so insbesondere im Osten gegen Trifail, wo sich in der Mitte der Mulde ein Complex von weicheren, milden Mergeln einschaltet, die offenbar nur den Tüfferer Mergeln gleichzustellen sind. Dieselben sind aber nur auf geringe Erstreckung entwickelt, und zwar vorzugsweise in dem von Klek herabkommenden Graben, in dem der verbrochene Emmastollen liegt; von da ziehen sie bis auf die Höhe des Kammes zwischen Kouk und Klek. Weiter im Westen bis zum Kotredeschthale habe ich dieselben nicht mehr aufgefunden.

Die Hauptmasse der in diesem Terrainabschnitte zwischen Trifail und Kotredesch auftretenden marinen Gebilde ist sandiger, conglomeratischer und kalkigsandiger Natur und entspricht ohne Zweifel den unteren Sanden und Grünsanden, während marine Tegel nur local (Andräitagbau und lagenweise nordöstlich von Jasmo) vertreten, der untere Leithakalk nur andeutungsweise vorhanden ist, oberer Leithakalk und sarmatische Schichten aber nirgends aufgefunden wurden. Die Petrefactenführung ist hie und da eine ziemlich reichliche, aber die Fauna sehr einförmig. Um im Osten zu beginnen, so sei zunächst erwähnt, dass nahe oberhalb Loke bei Trifail dem Grundgebirge unmittelbar marine Sande voll grosser Austern aufruhen. Die Auster stimmt am besten überein mit *Ostrea gingensis Schloth.*; sie ist oft mit eigenthümlichen Balanidenresten besetzt, die mit *Lepas stellaris Brocc.* identisch zu sein scheinen. Weiter westlich spielt ein besonders

an Turritellen reiches Gestein, das wir auch bei Sagor wieder finden werden, in diesen Schichten von Sand und kalkigem Sand eine grosse Rolle. Es ist dasselbe eine Art Uebergangsbildung zwischen Grünsand und Kalk, so dass bald der eine, bald der andere Bestandtheil vorherrscht. Im Krainergraben findet man besonders westnordwestlich unterhalb Kouk in diesen festen, glimmerigen, zum Theil grünsandähnlichen Kalksandsteinen:

Turritella spec., sehr häufig, unter den Wiener Turritellen steht *T. turris* von Grund am nächsten; auch *T. terebra Brocc.* steht nahe.
Trochus patulus Brocc.
Austern und Pectines in Scherben.
Balanen.

Auch im Graben, in welchem der Emmastollen liegt, findet man diese Gesteine mit derselben Fauna. Am Anstiege von der Stelle, an welcher sich die beiden oberen Aeste dieses Grabens vereinigen, gegen den Kamm zwischen Klek und Kouk stösst man auf einige Bänke kalkigeren Gesteins, in dem aber auch noch Körner von Grünsand stecken. Dasselbe ist reich an Pecten und Austern, aber viel zu wenig aufgeschlossen, um eine eingehendere Ausbeutung zu gestatten. Unter den Pectines, die hier gesammelt wurden, befindet sich ein Stück, das mit dem grossen Pecten, der zu Gouze häufig ist und dem *Pecten Holgeri* am nächsten steht, zusammenfallen dürfte; ausserdem fand sich ein dem *P. latissimus Brocc.* nahestehendes Exemplar mit wenig zahlreichen Rippen. Etwas nördlicher von diesen der Hauptmulde angehörenden Gesteinszügen steckt, anscheinend mitten zwischen den das Grundgebirge bildenden schwarzen „Gailthaler Schiefern" dieses Grabens, ein dünner Streifen mariner Miocänsande und sandiger Mergel, die also gegenüber der Hauptmulde dieselbe Stellung besitzen, wie zunächst die jenseits des Trifailer Thales erwähnten Kalksandsteine und Mergel am Anstiege von Dorf Trifail gegen Oistro. Auch dieser aus der Tiefe des Grabens in gerader Linie bis auf den westlichen Kamm verfolgbare, also mit Rücksicht auf seine geringe Breite ganz gewiss aus senkrecht stehenden Schichten bestehende Gesteinszug führt Petrefacte, und zwar vorzugsweise undeutliche, schlecht erhaltene Steinkerne grosser Bivalven, *Cytherea pedemontana Ag.* u. a. A. vergleichbar. Dieselben kommen besonders in einem graugrünen, glimmerigen Sande vor und erinnern zunächst an die Fauna von Gouze.

Auch die bereits erwähnten „Tüfferer Mergel" dieses Grabens führen einige Petrefacten. Zunächst vom Mundloche des Emmastollens aus sehr mildem, sandigglimmerigem Mergel stammen:

Natica cfr. helicina Br.
Nucula cfr. nucleus L.
Leda cfr. nitida Br.
Tellina sp. (*aff. T. Ottnangensis R. Hoern.*)

Am bereits erwähnten Aufstiege zwischen den beiden Aesten dieses Grabens stösst man auf sehr steil südsüdöstlich einfallende Lagen des soeben erwähnten milden, glimmerigen Mergels, der hier ebenfalls voll von *Nucula cfr. nuculus L.* ist und dazwischen einzelne *Leda spec.*

und *Buccinum cfr. costulatum Brocc.* führt. Dasselbe Gestein, etwas kalkreicher, steht auch noch hoch oben am Kamme in den Hohlwegen beim ersten Bauer NW von Kouk an; auch hier ist es erfüllt mit Schalen von *Nucula* und *Leda*. Es sind das ganz evident dieselben Gesteine mit derselben Fauna, die wir östlicher als häufige Einlagerungen im Complexe der Tüfferer Mergel angetroffen haben. Sie sind westlich von der zuletzt genannten Stelle bis zum Kotredeschthale hin nicht mehr vorhanden, sondern auf dieser ganzen Strecke herrscht der tiefere Grünsand und Sand allein, entsprechend der geringen Mächtigkeit, in der die marinen Miocänbildungen hier überhaupt noch vorhanden sind. Sande mit Austern wie zu Loke findet man im Nordflügel nordöstlich von Jasmo wieder; concretionirte Sandbänke voll Zerreibsel von Austern, Pecten, Bryozoën, Korallen u. s. f. sowohl am Anstiege am westlichen Ufer des Krainergrabens gegenüber von Kouk, als auch östlich unterhalb des südlichen Vorleker Bauers. Der Fossilführung der tiefsten marinen (tegeligen und grünsandartigen) Schichten beim alten Andräitagbaue im Kotredeschthale ist schon oben gedacht worden. Hier bleibt nur noch eines für miocäne Schichten ziemlich ungewöhnlichen Vorkommens zu erwähnen, welches südsüdöstlich von Kotredesch am Eingange zu dem von der Heiligen Alpe herabkommenden Graben, in dem die Stollen des Laura- und Eduardfeldes liegen, sich befindet und allem Anscheine nach zu den tiefsten Miocänbildungen gehört, da es sehr nahe den Süsswasserkalken und Mergeln der Sotzkahangendschichten liegt. Es ist ein von Orbitoiden ganz erfülltes kalkigmergeliges Gestein vom Aussehen gewisser gelblicher Orbitoidengesteine der vicentinischen Priabonaschichten. Auch die Orbitoidenformen sehen solchen aus Priabonaschichten ähnlich. Es sei bemerkt, dass man ja auch aus den vicentinischen Schio-Schichten, die in ihrem stratigraphischen Niveau unmöglich von den hier erwähnten Lagen weit abstehen können, Orbitoiden, und zwar sogar sehr grosse und auffallende Formen kennt.

Wir wenden uns nun zur Besprechung des westlich vom Kotredeschthale liegenden Theiles des Terrainabschnittes von Sagor. Es ist bereits bemerkt worden, dass hier, zum mindesten in der Region des Nordflügels, möglicherweise eine unbedeutende Querstörung durchsetzt, da die westlich vom Bache, resp. in diesem selbst südlich vom Dorfe Kotredesch gelegenen Kohlenausbisse und deren Hangendmergel nicht vollkommen genau im Fortstreichen jener des Laura- und Eduardfeldes zu liegen scheinen. Der kohlenführende Gesteinszug der Sotzkaschichten ist von hier aus in nahezu ununterbrochener Weise über Savine bis gegen den Bach, der bei Loke den Kamm durchbricht, zu verfolgen. Nur in der Nähe (südsüdwestlich) von Kotredesch, da, wo die grossen Gräben in das Kotredeschthal herabziehen, wird er sehr undeutlich, vielleicht nur in Folge der Auswaschung dieser Gräben, deren Gehänge sehr verstürzt und schlecht aufgeschlossen sind. Im grösseren westlichen Graben, an dessen rechter Thalseite nahe ober seiner Ausmündung der gänzlich verbrochene Gödeckestollen angelegt war, habe ich in der Grabenrinne selbst gar keine Spuren des Sotzkaschichtenzuges finden können. Die Aufschlüsse, die man mit diesem Stollen erzielt

hat, kenne ich nicht; thatsächlich muss man denselben weit in das marine Miocän hineingetrieben haben, da noch heute auf der fast ganz überwachsenen Halde Sandsteine, welche ohne Zweifel denen von Gouze entsprechen, zu finden sind und von derselben und aus diesen Sanden jene Fossilsuite stammt, welche von Fuchs in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1874, pag. 113, mitgetheilt und welche oben im historischen Theile angeführt wurde. Am westlichen Gehänge dieses Grabens stösst man indessen bereits wieder auf die typisch entwickelten Sotzkahangendmergel, die in einem kleinen verlassenen Steinbruche aufgeschlossen sind, nahe unterhalb dessen sich auch Ausbisse der Kohle zeigen.

Es sind hier vorzüglich dünnplattige, milde, hellgefärbte Süsswassermergel mit verdrückten, weissschaligen Conchylien entwickelt, unter denen insbesondere kleine, zierliche Melanien aus der Gruppe der *Mel. Nysti Duch.* (vergl. den paläont. Theil) auffallen; daneben die überall häufigen pisidienartigen Zweischaler und einzelne Unionen, wahrscheinlich *Unio Sagorianus nov. spec.* Von da an westwärts bilden die Hangendmergel und Kalke einen zusammenhängenden Zug, der zunächst als fast selbstständiger Rücken, sodann tiefer am nördlichen Gehänge des Hauptzuges (nahe nördlich unter dem Wegkreuze bei 490 Meter) durchsetzt, von der Schlucht östlich von Obersavine durchbrochen wird und durch diesen Ort selbst in nahezu rein westlicher Richtung weiterzieht. Eine Reihe wichtiger und reicher Petrefactenfundorte ist aus demselben zu notiren. Savine selbst hat durch die phytopaläontologischen Forschungen Ettingshausen's bereits einen Namen. Ostnordöstlich vom erwähnten Kreuze bei 490 Meter habe ich an zwei Stellen gesammelt, am tiefer gelegenen Punkte in hellem, kalkigem, von Conchylhohlräumen lagenweise durchsetztem, an Charenfrüchten reichem Gesteine:

Melania Sagoriana nov. spec.
„ *Kotredeschana n. sp.*
„ *carniolica n. sp.*
„ *Sturi n. sp.*
Hydrobia (Godlewskia?) spec.
Hydrobiae pl. sp. (sehr kleine Formen).
Neritina spec.
Unio spec.
Pisidien.

Am zweiten, etwas höher und jenem Kreuze näher gelegenen Fundorte in ähnlichem hellgrauen bis weissen Süsswasserkalke:

Melania Savinensis n. sp.
„ *Sturi n. sp.*
Hydrobia imitatrix n. sp.
Hydrobiae pl. sp (sehr klein).
Limnaeus spec.
Valvata (? Planorbis) Rothleitneri nov. spec.
Pisidien.

Im Osten gegenüber Ober-Savine wurden aus einem hellen, theilweise blaugrau gefärbten Süsswasserkalke mit zahlreichen, durchs ganze Gestein regellos verstreuten Hohldrücken von Conchylien gewonnen:

Melania Sturi n. sp.
„ *Sagoriana n. sp.*
„ *Kotredeschana nov. sp.*
Hydrobia imitatrix n. sp.
Bythinia (Stalioa?) Lipoldi n. sp.
Valvata (Planorbis?) spec. (wie südöstlich von Kotredesch).
Limnaeus (Acella) gracillimus n. sp.
Pisidien.

Hiezu sei bemerkt, dass die auffallende *Limnaeus*-Form (*Acella gracillima*) hier nur vereinzelt aufzutreten scheint, während sie im Kisouzer Gebiete in gewissen Schichten sehr häufig ist. An dieser letztgenannten Stelle bei Ober-Savine fehlen auch die grauen, weicheren, mehr mergeligen Gesteine mit verdrückten Schalenexemplaren der Conchylien, wie sie bei Kisouz dominiren, nicht gänzlich, sondern treten als Zwischenlagen auf, in denen sich besonders häufig neben Pisidien, Limnäen und Planorbis

Unio Sagorianus n. sp.

einstellt.

Westlich unterhalb Ober-Savine scheint in diesem Gesteinszuge wieder jener mehr plattige, dünnschichtige, hellgelblich gefärbte Mergel zu herrschen, welcher bereits von gegenüber Kotredesch (SW) erwähnt wurde und welcher auch hier wieder jene kleinen cerithienähnlichen Melanien aus der Verwandtschaft der *M. Nysti Duch.* häufig einschliesst, neben welchen eine kleine glatte *Melanopsis*, *Neritina*-Arten und zahlreiche Valvatidendeckel das Gestein erfüllen. Pisidien fehlen auch hier nicht.

Dieser Gesteinszug der Hangendmergel ist bis gegen das linke Ufer des bei Loke in das Mediathal ausmündenden Quergrabens zu verfolgen und nördlich stellenweise von Kohlenausbissen und Schürfen begleitet. Von da an über die Wasserscheide gegen den Islaker Graben hinüber habe ich keinerlei Vertretung dieser Schichten an der Oberfläche wahrnehmen können, doch liegt gerade auf der Wasserscheidehöhe ein Schacht, welcher Kohle erreicht haben soll. Erst nahe dem linken Ufer des Islaker Querthales wurde wieder Kohle und Hangendmergel mit südsüdwestlichem Einfallen beobachtet, dieses Vorkommen findet aber keine directe Fortsetzung gegen Westen, da jenseits des Baches der fragliche Gailthaler Schiefer des Grundgebirges unmittelbar anstösst und demnach die Fortsetzung des Zuges der Sotzkaschichten weiter südwestlich, etwa längs des nach Islak hinaufführenden Weges zu suchen sein wird. Es ist hier am Anstiege nach Islak auch im Grundgebirge geschürft worden, dessen glänzendschwarze, kohlig aussehende Färbung vielleicht Anlass dazu war. Westlich von Islak gegen St. Georgen beginnt wieder eine auffallend gestörte Region längs des Grundgebirgsrandes. St. Georgen selbst steht auf Dolomit, der sich von hier als Längsrücken über Bad Gallenegg und Podlipouza gegen Westen herauszuheben scheint. Bei Bad Gallenegg ist das Thal in diesen

Dolomit eingerissen, der beiderseits an der Basis des Gehänges ansteht. Oestlich von St. Georgen am Fahrwege nach Islak trifft man einen Aufschluss der Sotzkaschichten, und zwar Liegendes, Kohle und Hangendmergel. Letzterer fällt nicht vom Grundgebirgsrande gegen die Hauptmulde, sondern — ähnlich wie bei Tüffer, Gouze u. a. a. Stellen — gegen das Grundgebirge nach N oder NO ein, und streicht gegen Nordwesten weiter, die Dolomithöhe von St. Georgen von dem nördlicher sich erhebenden Grundgebirge abschneidend. Es scheint nach der Terrainconfiguration, als ob man es in dem niedrigen Dolomitzuge von St. Georgen-Bad Gallenegg mit einer in Folge einer nordsüdlichen Verschiebung von dem höheren Sabresniker Dolomitrücken abgetrennten Fortsetzung desselben zu thun habe, da eine andere Fortsetzung dieses Rückens gegen Westen nicht zu existiren scheint. Diese Störung im Zusammenhange des Grundgebirges müsste demnach also wohl als schon vor der Ablagerung der Sotzkaschichten existirend angenommen werden, da der Tertiärzug durch dieselbe unterabgetheilt erscheint. Das herrschende Gestein in jenem Aufschlusse der Hangendschichten östlich von St. Georgen ist ein von Charenfrüchten feingefleckter, gelblichgrauer Süsswassermergel, der zahlreiche plattgedrückte, weissschalige Conchylien führt, unter denen vor Allem die grossen gekielten Exemplare der *Melania Sturi* und ihrer Verwandten auffallen; ausserdem finden sich einzelne Reste der *Valvata* (*Planorbis?*) *Rothleitneri* und zahlreiche Pisidien- oder Cyclasschalen. Die Fortsetzung dieses nördlichen Seitenzuges der Sotzkaschichten ist noch nördlich oberhalb Bad Gallenegg aufgeschlossen, wo über dem Dolomite liegende, nordöstlich von diesem weg und gegen das aus Schiefer bestehende Grundgebirge von Perhouz einfallende dicke Bänke eines blaugrauen, festen Süsswasserkalkes gebrochen werden, welcher zahlreiche Charenkörner und verkieselte Petrefacten einschliesst, die an der Oberfläche auswittern. Man bemerkt auch hier zuerst die langen, gekielten Melanien aus der Verwandtschaft der *Melania Sturi*, daneben Planorben, Pisidien u. a. m. Gestein wie Petrefacteneinschlüsse sind nahezu absolut identisch mit jenen Süsswasserkalken, welche die nördlichen Aufschlüsse des Tagbaues IV von Trifail zusammensetzen.

Südlich von dem St. Georgener Dolomitrücken am eigentlichen Nordrande der Hauptmulde habe ich keinerlei Aufschlüsse der Sotzkaschichten beobachtet.

Wir wenden uns nunmehr zum südlichen Flügel der Hauptmulde, überhaupt zu den südlich gelegenen Vorkommnissen der Sotzkaschichten im engeren Sagorer Gebiete. Hier haben wir es zunächst mit der Fortsetzung der bereits von den Andräitagbauen am linken Kotredeschufer bekannten Aufschlüsse zu thun. Dieselbe erstreckt sich ununterbrochen, höchstens durch kleine, über Tage nicht nachweisbare Querverwürfe ein wenig verschoben, vom rechten Abhange des Kotredeschthales über den vom Viner Bergzuge nach Südosten gegen Dorf Sagor ziehenden Querkamm gegen die Häusergruppe der Gewerkschaft Sagor (Töplitz). Ihrer ganzen Erstreckung nach ist dieselbe von alten, gegenwärtig aufgelassenen Tagbauen und Schürfen durchwühlt. Während gegen Süden im östlicheren Antheile, wie jenseits des Kotredescher Thales abermals Hangendmergel angrenzen, welche später zu besprechen sein werden,

grenzt im westlicheren Antheile, bei Töplitz-Sagor selbst, das kohlenführende Terrain mit seinem mächtigen hellen, zur Ziegelfabrication verwendbaren Liegendthon an eine isolirte Kuppe hellen Dolomites. Die Hangendmergel sind auch hier typisch entwickelt und allenthalben nicht arm an Fossilien, besonders an den weissschaligen verdrückten Pisidien („Unionen").

Hie und da erscheint auch die gasteropodenreiche Facies (Sch. mit *Melania Sturi*), so insbesondere eigenthümlich entwickelt in den alten Tagbauen unmittelbar östlich oberhalb Töplitz-Sagor, wo sie als schmutziggelbgefärbtes, mergeligplattiges Gestein auftritt, welches ganz aus verfilzten pflanzlichen Resten (verkalkten Charen?) zu bestehen scheint, zwischen denen eine Menge verdrückter weissschaliger Conchylien eingestreut ist. Man denkt dabei unwillkürlich an eine Entstehung aus Charenmassen, die eine reiche Fauna an Gasteropoden beherbergt haben:

Melania Sturi n. sp. und Verwandte.
Valvata (*Planorbis*?) *Rothleitneri n. sp.*
Pisidien

sind die am häufigsten auftretenden Formen; die eigenthümliche flache und gekielte, als *Valvata* (?) *Rothleitneri* angeführte Schnecke habe ich an keiner anderen Stelle so häufig gefunden.

Es sind in dem in Rede stehenden Zuge aber auch höhere Niveaus der Hangendmergel vorhanden, wie wir sie vom Tagbaue I in Trifail kennen gelernt haben. Solche sind mir besonders auf der Kotredescher Seite aufgefallen, dünnblättrige Mergelschiefer, in Aussehen und Petrefactenführung vollkommen entsprechend den in mittleren Niveaus des I. Trifailer Tagbaues auftretenden Schichten mit Cardien, Congerien, kleinen geperlten Cerithien (oder Melanien?) und Schalenfragmenten feingegitterter (*Limopsis*-artiger) Bivalven. Auch in der geologischen Sammlung der Wiener Universität liegen aus dem fischführenden Schiefer von Sagor Stücke mit *Arca, Perna, Cardium*, wie sie auch in den erwähnten mittleren Schichten vom Tagbaue I zu Trifail gefunden werden. Dieselben dürften wohl aus den alten Bauen in nächster Nähe von Töplitz-Sagor stammen. Von hier thalaufwärts fällt der Lauf des Mediabaches auf eine geraume Strecke hin mit dem Streichen der Schichten annähernd zusammen und liegt, insbesondere oberhalb und bei Loke beiläufig in der Ausbisslinie des kohlenführenden Terrains der Sotzkaschichten im Südflügel der Hauptmulde. Nur unterhalb Loke bis in die Gegend des Maximilian-Stollen-Mundloches wendet sich der Bachlauf in einer mehr gekrümmten Linie in die hangenderen marinen Miocänablagerungen hinein, von denen ein Rest südlich vom Bache an dessen rechtem Ufer verbleibt. Es compliciren sich aber gerade in dieser Gegend die Verhältnisse der tieferen, kohlenführenden Tertiärgebilde vorzugsweise dadurch, dass sich zunächst einzelne dolomitische Kuppen des Grundgebirges aus den tertiären Ausfüllungsmassen erheben, welche sich bei Kisouz zu dem zusammenhängenden Dolomitzuge des Parovnikberges formiren, der sich bei Schemnik wiederum in zusammenhangslose Dolomithöhen auflöst. Dadurch erscheint vom Südflügel der Hauptmulde eine südliche Neben-

mulde abgetrennt, in welcher die Kisouzer Kohlenvorkommnisse liegen. Die Art und Weise des Zusammenhanges der sehr regelmässig synclinal gelagerten Kisouzer Sotzkaschichten, welche die Nebenmulde an ihrer breitesten Stelle erfüllen, mit dem östlicher liegenden, dem Südflügel der Hauptmulde zufallenden Kohlenzuge von Töplitz-Sagor ist aber weder aus den Aufschlüssen über Tage, welche fast gleich Null sind, zu entnehmen, noch durch die östlich von den eigentlichen Kisouzer Bauen bisher ausgeführten Schurfarbeiten mit Deutlichkeit zu erkennen gewesen. Die auf letzterem Wege erhaltenen Aufschlüsse sind noch viel zu wenig zusammenhängend, als dass man sie zu Flötzzügen mit Sicherheit vereinigen und den Verlauf dieser einzelnen Züge und ihre ohne Zweifel vorhandene Verschmelzung zu dem einzigen, dem Südflügel der Hauptmulde angehörigen Flötzzuge gegen Osten aus ihnen construiren könnte. Das gilt speciell für die Strecke zwischen Töplitz und Podkraj. An dem Westabhange der von der Strasse westlich oberhalb Töplitz angeschnittenen Kuppe von zerfallendem Dolomite beobachtet man überdies eine westliche Einfallsrichtung der in den Seitengräben aufgeschlossenen Sotzkahangendmergel und etwas höher in südwestlicher Richtung gewinnt man den Liegendthon dieser Schichten, welche vielleicht hier sogar zwischen jener Dolomitkuppe und dem Abhange des höheren Gebirges im Süden durchziehen. In den westlich von da theils durch besondere Einbaue, theils durch Querschläge vom Maximilianstollen erzielten Aufschlüssen ist in der Regel eine Ueberkippung des kohlenführenden Terrains beobachtet worden. Zwischen diesen östlich von Podkraj erschürften Flötzpartien und der Kisouzer Flötzmulde mögen wohl überdies mehrfache Querverwürfe den directen Zusammenhang unterbrechen. Aber auch der Zusammenhang mit dem sogenannten Podhouster Flötze, welches nördlich vom Kisouzer Dolomitrücken gegen Norden in die Hauptmulde einfällt, ist nichts weniger als klar. Dazu kommt, dass auch jenseits des Thales an dessen linker Seite unter der Kirche von Loke ein Flötzzug nachgewiesen worden ist, welcher demnach als der eigentliche Flötzzug des Südflügels der Hauptmulde angesehen werden müsste und zwischen welchem und dem Podhouster Flötzzuge man sich eine weitere Längsstörung mit oder ohne südliche Ueberschiebung zu denken hätte, da man zunächst gar keinen Grund hat, einen beide Züge verbindenden, nach Süd einfallenden Flügel anzunehmen. Die gerade hier sehr weitgehende Auswaschung des breiten Thales hindert eben die Erkenntniss des Zusammenhanges in sehr unerwünschter Weise. Es sei bemerkt, dass ich bei Loke nicht im Stande war, irgend eine Spur von Hangendmergel des angeblich vorhandenen Kohlenzuges aufzufinden. Was das Podhouster Flötz anbelangt, so ist dasselbe vorhanden und mit nach Nord einfallender Schichtstellung südlich von der Kisouzer Brücke in einem Graben aufgeschlossen. Weiter westlich fehlt zwischen dem Grundgebirgszuge des Parownik und dem marinen Miocän der nördlich gegenüberliegenden Höhen im Mediathale selbst oberflächlich jede Spur des Zuges der kohlenführenden Sotzkaschichten, die sich erst gegen das Ende des Parovnikzuges wieder einstellen, da wo eine Thalauswaschung zwischen Grundgebirge und Tertiär nicht stattgefunden hat.

Wir wenden uns demnach der eigentlichen Kisouzer Mulde zu. Die Lagerung innerhalb derselben ist (in der Erstreckung von etwa bei Podkraj im Osten beginnend bis ein wenig westlich über den Graben von Kisouz hinaus) eine sehr regelmässige, bei steilerem (70—80°) Verflächen des Süd-, flacherem Einfallen (60°) des Nordflügels. Das Liegende im Süden, theilweise auch noch das mächtige Flötz folgt mehr oder weniger den Einbuchtungen des Randgebirges, das Centrum der Mulde wird erfüllt von den Hangendmergeln in petrefactenreicher Ausbildung. Marine Miocänbildungen sind im Bereiche der Kisouzer Nebenmulde nirgends mehr vorhanden. Gegen Westen hin verschmälert sich die Mulde in auffallender Weise und in der Erstreckung zwischen der Waldmühle im Westen von Kisouz und dem Dorfe Strahole scheint von dem kohlenführenden Terrain kaum mehr als das Liegende und einzelne spärliche Reste der Flötzmasse erhalten zu sein.

Der Petrefactenreichthum der Sotzkahangendmergel im Bereiche der Kisouzer Mulde ist, wie erwähnt, ein recht bedeutender. Bereits in deren östlicheren Antheilen trifft man in den dunkelgrauen Mergeln der Halde des Stollens südwestlich oberhalb Podkraj:

Unio Sagorianus n. sp. häufig.
Pisidien.
Melania ex aff. M. Nysti Duch.
Charakörner.

Eine besonders petrefactenreiche Localität aber sind die Aufschlüsse in den Hangendmergeln des Südflügels in der Nähe der alten Pingen südsüdöstlich oberhalb Kisouz. In den härteren und weicheren Mergelbänken, welche lagenweise ganz erfüllt sind von weissschaligen, leider fast durchaus verdrückten Petrefacten, sammelt man hier:

Melania Sturi n. sp.
Mel. Sagoriana n. sp.
Melaniae divers. spec. ex aff. M. Sturi.
Melania aff. Escheri Brongt. (wahrscheinlich identisch mit der Form aus den mittleren Hangendmergeln des Trifailer Tagbaues I).
Melania ex aff. M. Nysti Duch.
Bythinia (Stalioa?) Lipoldi nov. spec.
Hydrobia imitatrix nov sp.
Hydrobia (Godlewskia?) pl. spec.
Hydrobia div. spec. (sehr kleine Formen).
Neritina spec.
Planorbis spec.
Limnaeus (Acella) gracillimus nov. sp. (lagenweise häufig).
Limnaeus (Gulnaria) spec.
Unio Sagorianus n. sp.
Pisidien.
Charafrüchte.

Ausser dieser Fauna, bezüglich deren im Uebrigen auf den paläontologischen Abschnitt dieser Arbeit verwiesen sei, fanden sich Knochenfragmente mit winzigen, konischen Zähnchen besetzt, wohl von einer Eidechse herrührend, die einzigen Reste von Landthieren, die mit

Ausnahme von *Anthracotherium* bisher aus diesen Ablagerungen bekannt sind. Es sei hinzugefügt, dass sich unter den soeben von F. Teller beschriebenen Anthracotherienresten des Tüffer-Sagorer Tertiärs auch solche, die aus der Kohle von Kisouz stammen, befinden.

Ein weiterer fossilführender Punkt sind alte, gänzlich verwitterte Halden, nahe der bereits erwähnten Waldmühle zwischen Kisouz und Strahole, wo sich

Melanopsis spec. (kleine glatte Form, der *M. impressa* verwandt)
Neritina spec.

häufig lose umherliegend finden. Melanopsisreste gehören sonst im Allgemeinen durchaus nicht zu den häufigeren Vorkommnissen dieser Schichten, finden sich zum mindesten nur local in beträchtlicherer Anzahl und wenigstens nach meiner Erfahrung immer nur in der erwähnten, ziemlich indifferenten, glatten Form, während die mannigfaltige und formenreiche Melanopsidenfauna der obermiocänen Congerienschichten des pannonischen Beckens und seiner südlichen Grenzländer hier durchaus noch keine Vertretung zu besitzen scheint.

Es wurde bereits hervorgehoben, dass der Dolomitzug des Parovnik gegen Westen in der Nähe des Dorfes Strahole sein Ende und seine Fortsetzung in einer Reihe von drei oder vier einzelnen Kuppen findet, die sich bis in die Ortschaft Schemnik erstrecken. Dieselben sind rings von den kohlenführenden Ablagerungen der Sotzkaschichten umgeben und auch zwischen ihnen und dem Abhange der südlicheren, höheren Bergrücken lagern sich diese Sotzkaschichten — die Fortsetzung der Kisouzer Mulde — ein. Von Strahole angefangen gegen Westen bis südwärts oberhalb Schemnik sind Kohlenausbisse und Schürfe darauf am südlichen Rande der Nebenmulde allenthalben in nahezu ununterbrochener Linie bekannt; unmittelbar südlich oberhalb Schemnik erscheint dieser Flötzzug sogar durch eine von Westen her hineinragende Dolomitzunge abermals unterabgetheilt und in dem dadurch hervorgerufenen südlichsten Zuge scheinen die Sotzkahangendmergel ein Einfallen nach Süd gegen das Grundgebirge zu besitzen — also ähnlich wie gerade gegenüber im nördlichen Flügel der Hauptmulde bei St. Georgen und Bad Gallenegg. Auch im Nordflügel der südlichen Nebenmulde sind Flötzausbisse bekannt, die westlichsten im Dorfe Schemnik selbst. Nördlich vom Zuge der Dolomitkuppen habe ich sichere Sotzkaschichten nur im östlichen Theile dieses Terrainabschnittes beobachtet, westlich vom Kreuze des Schemniker Weges (bei 448 Meter), dagegen am Rande der Dolomitabhänge nicht mehr; nördlich unterhalb Schemnik am Abstiege gegen das Mediathal erscheinen als Liegendes der marinen Miocänbildungen Schichten von schiefrigmergeliger Ausbildung, meist dünnblättrig, die vollkommen jenen gleichen, welche wir bereits vom Fahrwege zwischen dem Krainergraben und Sagor kennen gelernt haben und welche wir noch aus der nächsten Umgebung des Dorfes Sagor zu erwähnen Gelegenheit haben werden. Südwestlich von Schemnik springt das Grundgebirge des Südrandes ziemlich unvermittelt stark nach Norden vor, die Mulde etwas einengend, und in dem Längsthale zwischen ihm und dem nördlich vorliegenden marinen Miocän, das einen zur Kammhöhe von durchschnittlich 450 Meter aufsteigenden Rücken bildet, konnte westlich von Schemnik in der noch begangenen Strecke keinerlei

Anzeichen der Sotzkaschichten wahrgenommen werden; eine Ausnahme machen vielleicht nur einige lose, in Feldmauern gefundene Stücke gelblichgrauen, mergeligen Kalkes, deren Anstehendes unbekannt blieb; sie enthielten zahlreiche kleine Neritinen und einzelne, mit vier theilweise geknoteten Spiralreifen verzierte melanien- oder cerithienartige Gasteropoden, die vielleicht mit den oben mehrfach angeführten Melanien aus der Gruppe der *M. Duchasteli* identisch sind.

Wir wenden uns demnach zu derjenigen eigenthümlichen Entwicklung von muthmasslichen Sotzkahangendmergeln, welche südlich vom Töplitz-Kotredescher Kohlenzuge im Gebiete des Dorfes Sagor, sowie nordöstlicher um Selo und im Slačnikwalde alleinherrschend auftritt. Es sind das petrographisch genommen dieselben schiefrigblättrigen, sehr milden Mergel, welche wir bereits von der Strasse zwischen Werk Trifail und Sagor und soeben nördlich bei Schemnik kennen gelernt haben. Stellenweise treten in ihnen auch kieseligere, diatomeenmergelartige Gesteine auf, die dann nicht selten von bläulichen, hyalinen Quarz- oder Chalcedonadern durchsetzt werden, endlich hie und da mächtigere Complexe von mehr losen und sandigen Gesteinen, zum Theile concretionäre Sandsteinplatten, in denen ebenfalls Pflanzenreste (Ahornfrucht etc.) auftreten. Allenthalben sind Pflanzenreste häufig zu finden, seltener Fischschuppen, während andere animalische Reste gänzlich zu fehlen scheinen. Der Lagerung nach würde man diesen zwischen dem Töplitz-Kotredescher Kohlenzuge, resp. dessen Liegendthone und dem südlichen Grundgebirgsrande in dem Dreiecke zwischen Töplitz-Sagor, Dorf Sagor und dem alten Aloisi-Stollen auf der Höhe zwischen Kotredeschthal und Krainergraben (Zufluss von Jasmo) allenthalben entwickelten Gesteinscomplex wohl für Schichten, welche älter sind, als die Sotzkaschichten, zu halten geneigt sein können und bei Ettingshausen findet man diese Ansicht auch ausgesprochen, indem dessen „Friedhofschichte“ (Verhandl. d. geolog. Reichsanst. 1870, pag. 1) als älteste Ablagerung erscheint gegenüber der jüngeren Flora aus den Hangendmergeln von Sagor u. a. O. selbst. Nun hat Ettingshausen allerdings diese Ansicht selbst berichtigt, zum mindesten figurirt diese „Friedhofschichte“ in seinen späteren Arbeiten nicht mehr als ein älteres Niveau gegenüber Sagor selbst. Es sind aber auch noch andere Gründe da, welche dagegen sprechen, dass man es hier mit einem tieferen Niveau zu thun habe. So vor Allem der Umstand, dass auch südwestlich gegenüber Dorf Sagor am Grundgebirgsrande die Sagorer Flötze mit ihrem weissen thonigen Liegenden zu Tage ausgehen, ferner die Thatsache, dass diese Schichten nirgends im Bereiche der Hauptmulde unterhalb der Sotzkaschichten aufgeschlossen erscheinen, endlich dass sie bei Schemnik im Liegenden des marinen Miocäns auftreten, wie bereits oben hervorgehoben wurde. Auch ihre Identität mit dem schmalen Verbindungszuge der südlichen Trifailer und der Sagorer Aufschlüsse darf hier nicht übersehen werden. Auch bei Sagor, und zwar westlich gegenüber am rechten Gehänge des Mediathals treten über den hier am Bachufer mit Südwesteinfallen aufgeschlossenen Mergelschiefern dieses Niveaus marine Tegel des Miocäns auf, wie sich solche auch noch südlicher bei den Kalköfen und sogar noch am Save-Ufer selbst (Rutschung bei Station Sagor) finden. Man hat es demnach hier wohl

mit einer bereits vor der Ablagerung der Sotzkaschichten wenigstens annähernd in der heutigen Form existirenden tiefen Auswaschung des Grundgebirges zu thun, in welcher wahrscheinlich eine etwas abweichende Facies der Sotzkaschichten zur Ablagerung gelangte. Die nördliche Begrenzung derselben gegen die Hauptmulde aber ist theils durch oberflächlich hervortretende Grundgebirgstheile (südlich bei Töplitz-Sagor), theilweise aber doch durch muthmassliche Längsstörungen, welche ihrer Richtung nach mit jenen Grundgebirgsinseln zusammenfallen (südliche Begrenznng des Kohlenterrains der alten Andräitagbaue) gegeben. Auch hier wiederholt sich ein Umstand, der bereits früher als bei ähnlichen Störungslinien (St. Leonhard bei Tüffer, Prapretnu bei Hrastnigg) auftretend hervorgehoben wurde, nämlich das anscheinend conforme Einfallen aller Schichten, sowohl der älteren im Norden, als der jüngeren im Süden gegen Nord, daher anscheinend ein Unterteufen der älteren durch die jüngeren längs dieser Bruchlinien. Es ist dieses nördliche, resp. nordwestliche Einfallen der hier in Rede stehenden Schichten im ganzen Antheile östlich vom Kotredeschbache geradezu herrschend; nördlich von Sagor selbst wechselt Fallen und Streichen dieser Mergel allerdings sehr oft und sehr rasch. Gegen den südöstlichen Grundgebirgsrand scheint die herrschende Entwicklungsweise theilweise einer etwas abweichenden Platz zu machen. Im Graben südöstlich unter der Häusergruppe Selo, ganz nahe dem Grundgebirge der Höhen von St. Ulrich stösst man auf westnordwestlich vom Gebirgsrande wegfallende, ziemlich harte, graublaue, tegelige Mergel mit weissschaligen Petrefacten, welche mit blättrigsandigen Mergelschichten, in denen Fischwirbel liegen, wechsellagern. Die tegeligen Mergel enthalten:

Cardium Lipoldi Rolle h.
Saxicava cfr. slovenica Rolle.
Erycina? aff. ambigua Nyst.
Ctenoidschuppen und *Lamna-* (?) Zähnchen.
Cypridinenschalen.

Die auffallendste und häufigste Form dieser kleinen Fauna ist das *Cardium Lipoldi Rolle*, welches vollkommen genau mit der Form, die Rolle aus der Gegend von Prassberg beschrieb, übereinstimmt, wie ich nach Vergleich von Originalexemplaren jener Art behaupten kann. Ausserdem scheinen sich alle übrigen Formen jener begleitenden kleinen, theilweise problematischen Bivalven hier bei Sagor wiederzufinden. Unter ihnen ist wieder die als *Erycina? aff. ambigua Nyst* angeführte weitaus die häufigste und auffallendste, sie besitzt in ihrer Form auch Aehnlichkeit mit *Ervilia pusilla Phil.*

Stur (Geol. d. St., pag. 549) lässt die Stellung der Schichten mit *Cardium Lipoldi* unentschieden; nach deren Vorkommen bei Sagor würde es scheinen, als ob sie in die oberen Hangendmergel der Sotzkaschichten (vielleicht wieder in deren tieferen Theil) zu stellen wären. Es soll damit selbstverständlich nicht gesagt sein, dass man es hier etwa mit einem bestimmten stratigraphischen Horizonte zu thun habe.

Südwestlicher von der eben behandelten Stelle, und zwar östlich gegenüber Dorf Sagor soll man mit dem Herminenstollen sowohl als mit dem südlicher liegenden Franz-Schachte die Flötzmasse erreicht

haben. Nähere Angaben kenne ich nicht. Die Halde des Herminenstollens besteht fast durchaus aus jenen blättrigsandigen Mergeln, die mit den *Cardium Lipoldi*-führenden Mergeln bei Selo wechsellagern. Kohle bemerkt man nicht auf der Halde. Die Mergel selbst führen einzelne undeutliche Blattreste. Der unterste Theil des Laufes des Kotredeschbaches bricht sich Bahn durch den Kalk des Randgebirges, welcher demnach knapp südlich bei Sagor eine Strecke weit das rechte Ufer bildet. An diesen Kalk angelagert und ihm unmittelbar aufsitzend erscheinen nun an dieser Stelle östlich oberhalb der langsam gegen Sagor ansteigenden Strasse mergeligkalkige, grusige Gesteine von schmutziggrauer Färbung, die ganz mit weissschaligen Petrefacten erfüllt sind. Einzelne Bänke derselben bestehen ganz aus Zerreibsel von Schalen, die vorherrschend den Generis *Cardium*, *Congeria* und *Melanopsis* angehören. Die recht eigenthümliche Fauna setzt sich wie folgt zusammen:

Cardium spec. ex. aff. C. obsoleti Eichw. mit circa 20 Rippen.

Cardium cfr. solitarium Kr. mit zwischen 20 bis über 30 Rippen.

Cyrena (?) aff. acutangularis Desh. (Donacopsis?), eine merkwürdige Form, die mit der genannten Art wohl in der Gestalt zunächst übereinstimmt, aber noch niedriger und spitzer ist, übrigens auch eine Potamomya sein könnte.

Congeria spec., eine indifferente Form, der *C. clavaeformis Kr.*, *Basteroti Desh.* und *subcarinata Desh.* ähnlich.

Saxicava slovenica Rolle, mit der unweit dieser Stelle bei Selo in den *Cardium Lipoldi*-Schichten vorkommenden Art wahrscheinlich identisch, wodurch allerdings deren Natur und generische Stellung durchaus nicht klarer wird.

Hydrobiae, zahlreiche kleine, theils glatte, theils gerippte Formen.

Neritina spec. (?), grössere Formen, aber nur in Steinkernen.

Melanopsis spec., aus der Verwandtschaft der *M. Aquensis* und *M. callosa* oder *M. Hantkeni*, ähnlich der Form von Reichenberg in Südsteiermark. Die Gestalt ist übrigens eine auffallend schlanke, schlanker als bei allen genannten Arten.

Die hier angeführte Fauna möchte ich trotz mancherlei Anklängen an jüngere Vorkommnisse denn doch für eine mehr oder weniger littoral ausgebildete Facies der im Vorangehenden besprochenen Sotzkahangendmergel von Sagor und Selo halten. Doch bin ich weit entfernt davon, hier irgend eine sichere Behauptung aufstellen zu wollen, da die Beziehungen dieses Vorkommens zu den ebenerwähnten Schichten mit Rücksicht auf ihre gegenseitige Lagerung durchaus nicht mit genügender Sicherheit festgestellt werden konnten.

Die miocänen Marinablagerungen des engeren Gebietes von Sagor (mit Ausnahme der schon besprochenen Vorkommnisse im Osten des Kotredeschthales) concentriren sich auf einen in der Mittellinie des Hauptbeckens gelegenen Zug von Gesteinen, welcher von dem Media-Hauptthale und dessen Seitengräben oberflächlich vielfach unterbrochen wird. Von Schloss Gallenegg abwärts fällt die Thalfurche des Mediabaches bis zu dem östlich von Islak herabkommenden Graben

nahezu mit der Muldenmitte der steilzusammengepressten marinen Sedimente zusammen, von jener Stelle an wendet sich der Lauf in den Südflügel und entspricht weiterhin beiläufig dem Sotzkaschichtenzuge dieses Flügels, so dass die miocänen Bildungen in ihrer Gänze nördlich liegen bleiben, mit Ausnahme einer kurzen Strecke oberhalb des Sagorer Maximilian-Stollens. Die höchste Erhebung und grösste Mächtigkeit erreichen die miocänen Ablagerungen in dem Bergzuge zwischen Vine und Savine, welcher über 600 Meter Seehöhe ansteigt, auch der westlich anschliessende Bergrücken jenseits des Quereinrisses von Loke erreicht noch 533 Meter Gipfelhöhe und eben solche oder annähernde Höhen besitzen die Kämme weiter im Westen bis über Schloss Gallenegg hinaus. Die Gliederung des marinen Miocäns von Sagor schliesst sich aufs Engste jener weiter im Osten an, nur dass hier die Leithakalke, insbesondere jene des bei Trifail und Hrastnigg mächtiger vertretenen unter den Tüfferer Mergeln liegenden Niveaus sehr gering vertreten sind oder ganz fehlen, während dagegen die obere Stufe dieses Leithakalkes hier von Ost gegen West zuerst in linsenförmigen, mehr oder weniger unzusammenhängenden, weiterhin in zusammenhängendem tafel- oder plattenförmigen Massen auftritt. Da die marinen Tegel zudem nur local mächtiger entwickelt zu sein scheinen, so herrschen in der unteren Abtheilung sandige und conglomeratische Gebilde, in der oberen die Tüfferer Mergel, über welchen die erwähnten oberen Leithakalke nicht allenthalben, hie und da aber auch noch durch diese Kalke, wo sie vorhanden sind, getrennt, Reste sarmatischer Schichten als Innerstes der Mulde auftreten.

Die Fossilführung der unteren marinen Tegel bei Sagor wurde, von der Localität östlich oberhalb Töplitz-Sagor, bereits oben im stratigraphischen Theile besprochen. Die mächtig entwickelten unteren marinen losen Sande, Conglomerate und kalkigen Sandsteine führen allenthalben Fossilien, doch selten in genügender Erhaltung. Eine der fossilreichsten Suiten, die bisher aus diesem Niveau bekannt wurde, ist jene, welche Fuchs von der Halde des Gödeckestollens bei Kotredesch (im Nordflügel) anführte und welche oben mitgetheilt wurde. Diese marinen Sande erreichen hier im Nordflügel des Saviner Bergzuges eine ganz bedeutende Mächtigkeit; sie reichen bis nahe unter die Kammhöhen hinauf und noch unweit nordöstlich unterhalb des Kreuzes, bei dem der von Sagor kommende Weg den Rücken überschreitet. Im oberen Kessel des grossen Grabens, in dessen unterem Theile der Gödeckestollen liegt, stehen grobe Conglomerate und Sande mit Austern und Pectines an, unter welch letzteren eine sehr gewölbte, volaartige Form mit flachen Rippen, die eine Art Mittelding zwischen *P. aduncus Eichw.* und *P. Felderi Fuchs* zu sein scheint.

Weiter westlich findet man zahlreiche fossilführende Bänke in den losen Sanden und Sandsteinen des marinen Miocäns im nördlichen Flügel des durch die Querschlucht von Loke aufgeschlossenen Profils, welches die muldenförmige Lagerung der miocänen Schichten mit hinreichender Deutlichkeit erkennen lässt, wie schon Lipold hervorgehoben hat. Es herrscht hier im Nordflügel eine sehr steile Schichtstellung. Die in einem Hohlwege aufgeschlossene fossilreiche Sandpartie besteht zu tiefst aus mergeligsandigen, an Turritelien und stark gewölbten

Pectines reichen Lagen, darüber aus einer etwas kalkigeren Bank mit Austern und grossen Pectines und zu höchst aus sehr feinen Sanden mit Pholadomyen, Cardien u. s. f. In den turritellenreichen Schichten fallen ausserdem Arca, Pinna-Fragmente und Austern auf. Alles ist in Steinkernen erhalten, selbst die Pectines! Die Färbung des Gesteines ist vorherrschend eine hellgrünlichgelbe, die Consistenz eine sehr lockere, der Glimmergehalt beträchtlich gross.

Specifisch bestimmbar ist nur Weniges und dieses nur annähernd:

Tapes cfr. vetula Bast.
Psammosolen spec.
Tellina spec.
Cardium spec.
Pholadomya spec.
Arca sp. cfr. diluvii Lam.
Pecten spec., dem *P. Rollei Hoern.* unter den Wiener Arten am nächsten stehend.
Turritella cfr. turris Bast.
Grosse Balanen.

Beiläufig in gleichem Niveau findet man südwestlich gegenüber St. Georgen am rechten Bachufer einen feinen, harten, dunkelgraugrünen, glimmerigen, Kohlenschmitzchen führenden Sandstein und Sand, welcher neben grossen Balanen einzelne gut erhaltene Schalen einer dem

Pecten spinulosus Mstr.

naheverwandten Pecten-Art enthält.

Im südlichen Flügel erscheinen in diesem Niveau, insbesondere in den Aufschlüssen der Gräben oberhalb der Gewerkschaft Sagor einzelne fossilreiche Sandlagen. Das Gestein ist gerade hier fast ausschliesslich loser Sand, der erst wieder westlicher als fester Sandstein auftritt. Vor Allem fallen auch hier jene oft glimmerigen, gelbbraunverwitternden Sandsteine mit den zahlreichen Turritellen (*cfr. turris*) auf. Nahe dem Pulverthurme der Gewerkschaft (nordwestlich darunter am Fusswege) sind äusserst fossilreiche Lagen aufgeschlossen, welche aber die Petrefacten in so zerreiblichem Zustande enthalten, dass man sie nur mit Mühe und grossem Zeitaufwande gewinnen könnte. Durch das Vorherrschen grosser Bivalven erinnert diese Fauna sofort an jene des Grünsandes von Gouze bei Tüffer, welcher sie wohl auch in ihrem Niveau gleichsteht. Steinkerne von *Venus cfr. umbonaria Lam*, von Cardien, Arcen, Bruchstücke der Schalen von Pecten, Austern, Anomien etc. fallen vor Allem hier auf. In ähnlicher Entwicklung, bald als mehr oder weniger lose Sande, bald als feste Sandsteine in mächtigen Bänken brechend, setzen diese unteren marinen Gebilde des Südflügels westwärts fort. Ueber ihnen folgt der Complex der mehr mergeligen Schichten, welche als Tüfferer Mergel bezeichnet wurden. Sie besitzen vollkommen die Ausbildung der gleichnamigen Schichten im Osten, bei Plesko, Hrastnigg, Bresno und Tüffer selbst. Auch die Petrefactenführung ist eine vollkommen identische. Verhältnissmässig am besten aufgeschlossen sind sie am Südabhange der 499 Meter hohen östlichen Kuppe des Saviner Bergzuges. Es sind hier sowohl die typischen blau-

grauen Hauptmassen dieses Niveaus mit spärlicher Petrefactenführung (einzelne Lucinen), als auch jene hellen Kalkmergel, die wir schon von Plesko kennen lernten, mit reicherer Fauna entwickelt. Hier fanden sich:

Buccinum cfr. costulatum Brocc.
Cerithium cfr. spina Partsch.
Natica cfr. helicina Brocc.
Dentalium cfr. entalis Lin.
Lucina pl. spec.
Corbula gibba Ol.
Leda spec.
Bryozoën.
Pflanzenreste.

Etwas westlicher, in dem Hohlwege, der über den Kamm nach Savine führt, ist der Tüfferer Mergel ebenfalls aufgeschlossen und noch westlicher, NW oberhalb Vine in Waldwegen, die zur Höhe des Berges führen, tritt hie und da auch die nahe verwandte Facies mit *Pecten scissus* auf mit

Pecten ex aff. scissi E. Favre.
Terebratula spec. (kleine, glatte Form).
Isocardia cfr. cor. L. (auch gestrecktere Exemplare).
Lucina borealis L. (oder *ottnangensis R. Hoern.*).
Corbula gibba Olivi.

Gestein wie Fauna sind vollkommen identisch mit den schon früher angeführten Vorkommnissen von Plesko bei Hrastnigg-Trifail. Die Höhen des Saviner Bergzuges bestehen hier aus einem härteren, kalkigen, etwas flimmernden, theilweise aus Fossilzerreibsel gebildeten, plattigen Gesteine, das man seiner Lagerung nach wohl am besten als eine annähernd linsenförmig gestaltete Masse, welche ihrem Niveau nach dem unteren Leithakalke der östlicheren Districte entspricht, auffassen darf. Alle diese Vorkommnisse gehören dem Nordflügel an. Im Südflügel habe ich merkwürdigerweise trotz eingehender Untersuchung in der Strecke zwischen dem Kotredeschthale und Töplitz-Sagor keinerlei sichere Vertretung der Mergel auffinden können; erst unterhalb Vine (St. Johann) stellen sich dieselben ein. Zwar findet man am Anstiege von der Gewerkschaft gegen Vine zahlreiche Blöcke des Tüfferer Mergels in der hellen, petrefactenreichen Ausbildung schon nahe über der Thalsohle, dass sie aber hier anstehen sollten, davon konnte ich mich nicht überzeugen. Das Gestein dieser Blöcke ist ganz identisch mit dem schon oben erwähnten Vorkommnisse und führt in grosser Anzahl:

Cancer illyricus Bittn.
Buccinum cfr. costulatum Brocc.
Dentalium cfr. entalis L.
Lucina cfr. borealis oder *L. ottnangensis R. Hoern.*
Lucina spec. indet.
Lucina an Diplodonta spec.?
Cryptodon cfr. sinuosus Don.

Corbula gibba Olivi.
Isocardia cfr. cor. L.
Leda spec.
Pecten spec. (kleine, feingerippte Art).

Auch weiter im Westen noch, so insbesondere östlich und westlich von Schloss Gallenegg, gelangen dem Nordflügel der Mulde angehörende, typisch entwickelte, plattige Tüfferer Mergel unterhalb der Decke des oberen Leithakalkes hie und da zum Aufschlusse. Unterhalb des Wirthshauses Obrezija sind dieselben am linken Mediaufer besonders reich an Bryozoën und führen ausserdem einen *Pecten cfr. cristatus Br.* mit oberflächlichen Rippen, wie ihn Hilber aus Ostgalizien (Taf. IV, Fig. 9) abbildet. Auch oberhalb Schloss Gallenegg im linken Thalgehänge existiren Steinbrüche im oberen Nulliporenkalke und dem darunter liegenden Tüfferer Mergel, in dem auch hier schlecht erhaltenen Pectines und Bryozoën häufig auftreten. Das ist zugleich der westlichste Punkt, von welchem mir die Tüfferer Mergel bekannt sind und in der ganzen Strecke zwischen hier und dem Lahomblthale östlich von Tüffer (30 Kilometer in der Luftlinie) ist ihre Entwicklung und Petrefactenführung aufs vollkommenste gleichartig. Man kann also sagen, dass die Tüfferer Mergel in der Bucht von Tüffer-Sagor das am constantesten und mächtigsten entwickelte Glied des marinen Miocäns darstellen.

Der obere Leithakalk von Sagor ist als zusammenhängende Platte, wie bereits bemerkt wurde, nur im westlicheren Gebietsantheile, bei und unterhalb Schloss Gallenegg und bis gegen den Quergraben von Loke entwickelt. Bei Schloss Gallenegg sind beide Nulliporenkalkzüge, der des Nordflügels sowohl wie der des Südflügels gleichmässig entwickelt und aufgeschlossen, der südliche mit etwas überkippter Schichtstellung, d. h. sehr steil nach Süden einfallend, der nördliche mit nahezu derselben Schichtstellung. Oberhalb Gallenegg existiren im nördlichen Zuge Steinbrüche und ein wenig unterhalb der Mediabrücke ober dem Schlosse streicht derselbe ins Thal heraus, respective ist von der Thalausfurchung abgewaschen und die innersten (sarmatischen) Gebilde der Mulde, Thone und Sande, welche die Wiesen am rechten Thalufer bilden, rutschen, jeder Stütze beraubt, gegen die Thalfurche herab. Unterhalb Schloss Gallenegg bildet der Leithakalk auf eine Strecke weit am linken Thalgehänge die pittoresken Felsformen, welche dieser Strecke den Namen des Pyramidenthales verschafft haben; die senkrechte Schichtstellung der Kalkplatte war die Vorbedingung zur Entstehung dieser Erosionsgebilde, die bereits Lipold bespricht und abbildet. Die isolirte Höhe mit 533 Meter, welche westlich von dem Graben von Loke bleibt, besitzt noch zwei wohl entwickelte Leithakalkzüge, der eigentliche Saviner Zug aber nur mehr linsenförmige Einlagerungen von Nulliporenkalken dieses Niveaus, welche bis St. Johann (Vine) reichen. Oestlich von da habe ich nur noch am rechten Kotredeschgehänge gegenüber dem Bergerhofe zwei Nulliporenkalkvorkommnisse beobachtet, welche ihrer geringen Ausdehnung und isolirten Lage wegen vielleicht als verstürzte Trümmer anzusehen sind.

Die Petrefactenführung der Nulliporenkalke ist, wie überall, auch hier eine recht spärliche. Ob die bereits Morlot bekannten, neuerlich von Hofrath v. Hochstetter gesammelten grossen Terebrateln von Schloss Gallenegg präcise aus diesem Niveau stammen, wie man glauben möchte, kann ich nicht behaupten, da ich dieselben an Ort und Stelle nicht gesehen habe. Der Nulliporenkalk westnordwestlich von Vine (St. Johann) führt viele Celleporen, Echinidentrümmer, sowie Bruchstücke von Pecten und Ostrea. Mit der Etiquette „Sagor" liegt in der geologischen Reichsanstalt ein aus Nulliporenkalk stammender

Pecten Tournali Serr.

Auf die Ervilienschichten, welche in Verbindung mit dem Nulliporenkalke des Kotredeschthales vorkommen, wurde bereits im stratigraphischen Theile hingewiesen [1]).

Es erübrigt noch, der sarmatischen Ablagerungen von Sagor zu gedenken. Die erste grössere Partie solcher trifft man auf der Höhe der Ortschaft Vine (St. Johann). Es wurde bereits bemerkt, dass hier über Töplitz-Sagor im Südflügel der Mulde die Tüfferer Mergel streckenweise zu fehlen und von marinen Ablagerungen nur Sande, Sandsteine und Conglomerate entwickelt zu sein scheinen. Welcher Art man dieses Fehlen der Tüfferer Mergel zu erklären habe, ob durch Abwaschung oder durch Vertretung in den Sanden oder durch Nievorhandengewesensein, darüber fehlen mir alle Anhaltspunkte. Thatsache ist, dass bereits im Hohlwege südwestlich unterhalb der mit der Höhenangabe von 391 Meter bezeichneten Wegcapelle östlich von Vine die ofterwähnten gelblichen, milden Mergel mit *Syndosmya spec. aff. apelina Ren.* in der Entwicklung wie bei Tüffer, Marnu, Plesko u. s. f. anstehen und in Verbindung mit ihnen sandige Mergelbänke mit zahlreichen zerfallenden Conchylien zu finden sind, unter welchen

Cerithium pictum Bast.
Modiola cfr. marginata Eichw.

auffallen. Auch Blattreste fehlen hier nicht. Zwischen den Syndosmyenmergeln und cerithienführenden Lagen liegt eine feste sandige Bank voll Zerreibsel von Schalen und eine ganz gleich aussehende Bank tritt bei der erwähnten Capelle selbst auf. Sie führt hier:

Cerithium pictum Bast.
Bulla Lajonkaireana Bast.?
Hydrobia pl. sp.
Cardium cfr. obsoletum Eichw.

Diese sarmatischen Bildungen erstrecken sich gegen Westen hin über die Felder der Ortschaft Vine und sind noch in den Hohlwegen

[1]) Hier sei auch eines problematisch gebliebenen Kalksteines gedacht, von welchem Blöcke östlich gegenüber Obersavine im Walde lagen. Im Vorübergehen abgeschlagene Stücke erwiesen sich als fossilführend und enthielten: *Fragilia?* oder *Mactra spec.?*, *Modiola* oder *Congeria spec.?*, *Cardium sp.*, Austernscherben, *Neritina?* und andere Gastropoden, Alles in Steinkernen. Es sei dieses Vorkommen, welches an Ort und Stelle seiner Lage nach als zu den Süsswasserkalken der Sotzkaschichten gehörend betrachtet wurde, deshalb angeführt, um künftige Untersucher darauf aufmerksam zu machen.

westlich oberhalb Vine vielfach aufgeschlossen zu finden. Hier fallen zunächst jene schon von Prapretnu und Tüffer bekannten gelblichen, milden Mergel mit Cardien auf. Sie enthalten:

Cardium obsoletum Eichw. in verschiedenen Formen.
Syndosmya spec. (die oft angeführte Art).
Fischschuppen und Pflanzenreste.

Reicher ist ein blaugrauer, plastischer Thon. Er führt:

Buccinum duplicatum Sow. s.
Cerithium pictum Bast. s. h. und vollkommen übereinstimmend mit Exemplaren von Wiesen, Gaunersdorf u. a. O.
Cerith. nodosoplicatum Hoern. s.
„ *Pauli R. Hoern. n. s.*
Neritina picta Fér. n. s.
„ *Grateloupana Fér. s.*
Hydrobia spec. (*aff. acuta Drap.*).

Es ist nun der Lagerung nach nicht unwahrscheinlich, dass auch noch westlicher, beim Bauernhofe oberhalb Loke, diese sarmatischen Schichten vorhanden sein werden, doch sind sie nicht aufgeschlossen. Die nächstanschliessende Höhe jenseits des Loker Quergrabens besitzt sie ebenfalls noch, und zwar in einem aus deren südwestlicher Ecke zum Bauernhofe hinaufführenden Hohlwege. Es sind hier feinere und gröbere Sandsteine, die ganz und gar übereinstimmen mit jenen östlich von Vine aufgeschlossenen. Einzelne Lagen sind etwas mergeliger; Kohlenschmitzchen fehlen auch hier nicht. Die Fauna enthält:

Cerithium pictum Bast., zum Theil in sehr grossen Exemplaren.
„ *disjunctum Sow.*, die vierreihige Form.
Trochus spec., Brut.
Bulla Lajonkaireana Bast.?
Zahlreiche kleine Gasteropoden.
Mactra? in Steinkernen.
Modiola cfr. marginata Eichw. Brut.
Cardien, Brut.
Solen cfr. subfragilis Eichw. (sehr kleines Exemplar).

Zwei Punkte weiter im Westen, an denen sarmatische Schichten gleichfalls nachzuweisen sein dürften, wenn es mir auch nicht gelang, dieselben aufgeschlossen zu finden, sind einmal die Einsattlung auf der Höhe südwestlich gegenüber dem Ausgange des Islaker Grabens und zweitens die weichen niedrigen Hügel im Thalgrunde südlich vom Wirthshause Obrezija. Nur wenig weiter thalaufwärts, südöstlich gegenüber Schloss Gallenegg sind vom Mediabache jene gelblichen, ofterwähnten Mergel mit

Syndosmya spec.
Cardium obsoletum Eichw.
Pflanzenresten

angeschnitten. Endlich als westlichster mir bekannt gewordener Punkt, an dem im Sagorer Gebiete sarmatische Schichten auftreten, ist die Brücke oberhalb Schloss Gallenegg zu nennen, wo in den rutschenden Wiesen der Thalmitte folgende Arten gesammelt wurden:

Cerithium pictum Bast. übereinstimmend mit jenen von Vine, aber fast durchwegs in kleinen Exemplaren.

Cerithium pictum Bast. var. s. Aussergewöhnlich kurze Form.

Cerithium disjunctum Sow., sowohl die dreireihige, als die vierreihige Form, welche dem *C. plicatum* sehr nahe steht, aber auch sonst in sarmatischen Schichten (Gaunersdorf, Nexing, Radkersburg) vorkommt.

Cerithium scabrum Oliv.? Ein fragliches Bruchstück.

Neritina picta Fér.

Cardienbruchstücke, vielleicht zu *C. obsoletum Eichw.* gehörend.

Damit wäre das, was über den Hauptzug des marinen Tertiärs von Sagor mitzutheilen war, erschöpft. Bereits erwähnt wurde, dass in der südlichen (Kisouzer) Nebenmulde keinerlei marine Miocänablagerungen existiren. Dagegen wurde auf das Vorkommen einzelner Reste marinen Tegels in dem Querthale der Media südlich von der Gewerkschaft Sagor bis zur Save hinab ebenfalls bereits hingewiesen. Im äussersten südlichen Winkel des Sagorer Thalausschnittes, noch oberhalb der Kalkengen, nahe beim Kalkofen am rechten Gehänge steht mariner Tegel an, der einzelne kleine gerippte Pectines führt. Auch die Abrutschung unmittelbar an der Einmündung des Mediabaches in die Save besteht aus marinem Tegel in welchem einzelne wohlerhaltene Petrefacten, besonders Arten der Gattung Leda, eingeschlossen sind. Dieses Vorkommen ist seiner Lage wegen besonders bemerkenswerth.

Endlich muss noch erwähnt werden, dass auf den Höhen der Ortschaft Werch westlich über Sagor schlecht aufgeschlossene Massen bunter Kalkconglomerate und grünlicher Sandsteine auftreten, die wohl jedenfalls als Tertiär anzusehen sind, wenn es auch wegen Mangels an Petrefacten dahingestellt bleiben muss, welchem Niveau innerhalb der Tertiärbildungen der Mulden sie entsprechen.

Tektonischer Theil und Schluss.

Was die Lagerungsverhältnisse des besprochenen Tertiärgebietes anbelangt, so haben wir in den vorangehenden Abschnitten bereits Mitgetheiltes nur zu recapituliren und zusammenzufassen. Es ist gezeigt worden, dass man aller Wahrscheinlichkeit nach sowohl im Norden als im Süden des tertiären Beckens das alte Grundgebirge von Bruchrändern begrenzt sich zu denken habe, welche Bruchränder (Längsbrüche) bereits vor Ablagerung der tertiären Bildungen existiren mussten. Nach Ablagerung dieser Bildungen hat die Faltung und Aufrichtung in der intensivsten Weise weitergewirkt und die tertiären Bildungen sind in dieselbe in weitgehendstem Masse einbezogen worden. Wir sehen dieselben längs des Nordflügels nahezu in der ganzen Erstreckung des begangenen Terrains steil aufgerichtet bis überkippt und diese Störungen haben sich hier nicht etwa auf das ältere Tertiär allein erstreckt, sondern sie haben in gleicher Weise die jüngsten vorhandenen Schichten der Muldenmitte, die sarmatischen Bildungen, mit ergriffen.

Im Südflügel fehlen gleichfalls steile Aufrichtungen nicht, die selbst bis zu Ueberkippungen vorgeschritten sein können, wofür an die Fälle von Kisouz, Prapretnu, Rethie erinnert sei. Doch ist der Südflügel der Mulde im Osten nur stellenweise annähernd vollständig entwickelt, zumeist aber in geringerem oder grösserem Masse in der Tiefe zurückgeblieben, wie denn im Allgemeinen eine stärkere Aufrichtung des Nordflügels sich bemerkbar macht, was schon Zollikofer hervorhob. Querstörungen durchsetzen das Gebiet vielfach, und zwar lässt sich eine gewisse Abhängigkeit der Querthäler von solchen Störungen erkennen. Sie sind schon im Rande des Grundgebirges mehrfach deutlich ausgeprägt zu finden. Es sei hingewiesen auf die ungleiche Entwicklung der beiden Seiten des Sannthales oberhalb Tüffer (Therme des Franz Josefs-Bades), auf die Querstörung im Grundgebirgsrande bei Bresno, auf jene des Wobenbaches bei Hrastnigg, welcher möglicherweise eine parallele Störung am Westrande des Plateaus von Plesko entspricht, die zugleich mit der ungleichmässigen Entwicklung im Grundgebirgsrande bei Dorf Trifail zusammenfallen würde, und endlich auf eine vielleicht vorhandene geringere Störung im Kotredeschthale. Alle diese Querbruchlinien von mehr oder weniger deutlich ausgesprochenem Charakter haben nordnordwestlichen Verlauf. Ein anderes, diese Querbrüche kreuzendes System von nordnordöstlicher Richtung ist vielleicht angedeutet durch die Erhebung des Dolomitriegels westlich bei Werk Trifail und durch den Islaker Graben, welcher höchst wahrscheinlich der grossen Querstörung entspricht, die zwischen Schloss Gallenberg und Sabresnik das Grundgebirge durchsetzt. Auch die anscheinende Verschiebung des Grundgebirgsrandes bei St. Georgen dürfte hier anzureihen sein. Einzelne dieser Querstörungen sind durch bedeutende Verschiebungen, die sich besonders im regelmässig streichenden Nordflügel des Tertiärs geltend machen und schon orographisch sehr scharf manifestiren, gekennzeichnet, so besonders jene des Wobenbaches bei Werk Hrastnigg. Die einzelnen Terrainabschnitte zwischen diesen Querbruchlinien verhalten sich wieder bezüglich ihrer Lagerung ziemlich different gegen einander.

Es ist gezeigt worden, dass östlich von Hrastnigg bis über Tüffer hinaus der einfachste und regelmässigste Bau herrscht, wenn man von dem, besonders in der Nähe von Hrastnigg eintretenden, mit einer extremen Verschmälerung der Gesammtmulde verbundenen Verschwinden des Südflügels (Analogie mit der Gosaumulde der Neuen Welt) absehen will. So hat man im Durchschnitte Unitschno-Turje (vergl. oben pag. 538) ein äusserst regelmässiges Profil. Aber schon nahe östlich machen sich Störungen im Südflügel bemerkbar und — vielleicht im Zusammenhange mit dem Auftauchen isolirter Grundgebirgskuppen (Novajak bei St. Margarethen) und gleichzeitiger, sehr bedeutender Erweiterung der Mulde — Complicationen der Lagerung anscheinend von der Art, dass Längsstörungen und dadurch Wiederholungen der Schichtfolge eintreten (Gebiet südlich von Tüffer). Aehnliches scheint sich im Westen des Wobenbaches bei Hrastnigg zu wiederholen — auch hier dürfte das Auftreten jüngerer (sarmatischer) Schichten in tieferem Niveau bei Prapretnu, welche anscheinend unter die höher nördlich liegenden Leithakalke von Plesko einfallen, durch eine Längsstörung (mit

oder ohne Ueberschiebung?) zu erklären sein [1]). In kleinerem Massstabe, aber weit häufiger wiederholen sich analoge Störungen im Bereiche der kohlenführenden Schichten von Trifail selbst, wo von Süd gegen Nord bei vorherrschend flachnördlicher Einfallsrichtung ein sprungweises Ansteigen der Schichten durch eine Reihe analog gebildeter, gegen Süden gerichteter, einseitiger Anticlinalen, respective Ueberschiebungen, zu erfolgen scheint. In noch grösserem Massstabe endlich scheint sich dieselbe Erscheinung noch westlicher zu wiederholen, da, wo sogar das dolomitische Grundgebirge der Höhen von St. Ulrich-Vischgorje gewissermassen über den schmalen Zug der Sotzkaschichten an der Fahrstrasse zwischen Werk Trifail und Sagor hinaufgedrängt zu sein scheint, zum mindesten aber diese Sotzkaschichten als in einer alten Längsstörungslinie liegend betrachtet werden müssen, innerhalb welcher sie durch nachträglich eingetretene Gebirgsbewegungen stark zerknittert und gefaltet wurden. So wie hier, so wird auch westlicher im Sagorer Gebiete ausser der Hauptmulde durch einen Längsrücken des Grundgebirges eine mehr oder weniger abgeschlossene südliche Nebenmulde gebildet, in der bei Sagor (Kisouz) sich gegenwärtig der Hauptabbau der Kohle bewegt.

Aeusserst bemerkenswerth sind die tiefen Einschnitte ins Grundgebirge gegen Süden, welche dem unteren Gebiete der Querthäler von Trifail und Sagor entsprechen und die bereits vor Ablagerung des Tertiärs theilweise oder annähernd in der heutigen Form bestanden haben mussten, da bei Sagor mariner Tegel sogar noch an der Save draussen liegt. Andererseits dürfte wieder kaum zu bezweifeln sein, dass das Savethal selbst zum mindesten zwischen Sagor und Steinbrück erst nach-miocänen Ursprunges ist, da die Leithakalke wohl auf grossen Höhen der beiderseitigen Plateaus liegen, in der Thaltiefe aber und an den Gehängen dieser offenbaren Auswaschungsschlucht Leithakalke ebensowenig wie andere Tertiärablagerungen bekannt sind. Die Vertheilung der Flussläufe muss demnach zur Zeit, als die Sagor-Tüfferer Bucht noch ein Meeresarm war, eine total andere gewesen sein, als sie gegenwärtig ist. Wollte man hier combiniren, so könnte man sich leicht versucht fühlen, gewisse auffallende Abweichungen in der Sedimentbildung gerade im Thalausschnitte südlich von und bei Sagor mit diesen alten Flussläufen in Verbindung zu bringen, zu derartigen Speculationen liegen aber noch zu wenig Anhaltspunkte vor. Auf die merkwürdige Auswaschung der Leithakalke nordwestlich von Prapretnu, welche nur von einem fliessenden Gewässer herrühren kann, sei hier ebenfalls hingewiesen; diese Erscheinung würde natürlich wieder einer späteren Zeit zufallen.

Am verwickeltsten gestalten sich die Verhältnisse am Grundgebirgsrande im Nordflügel des Beckens, und zwar offenbar hauptsächlich durch den Umstand, dass die Sotzkaschichten allem Anscheine nach vor oder während des Absatzes der nachfolgenden marinen Miocänablagerungen theilweise wieder abgetragen wurden, dass dann ein Uebergreifen dieser Miocänablagerungen auf das Grundgebirge erfolgte und

[1]) Als weniger weit vorgeschrittene Phase solcher Lagerung ist wahrscheinlich die Aufwölbung von Vorlek am linken Kotredeschgehänge zu betrachten.

dass bei der gerade an diesem Nordflügel (dem ohne Zweifel schon ursprünglich eine Störungslinie im Grundgebirge entsprach) in grösster Kraft weiter wirkenden Aufrichtung und Faltung die schon an und für sich unregelmässige Auflagerung des marinen Miocäns auf die Sotzkaschichten oder deren Denudationsreste und gleichzeitig auf das Grundgebirge in einer Art und Weise — auch noch durch Hinzutreten von Brüchen und Verschiebungen — sich complicirte, dass man gegenwärtig kaum im Stande ist, sich von den hier herrschenden Lagerungsverhältnissen eine auch nur annähernd dem Richtigen nahekommende Vorstellung zu machen.

Im Voranstehenden (pag. 541 ff.) sind die sonderbaren Lagerungsverhältnisse der Sotzkaschichten gegenüber dem marinen Miocän bei St. Michael-Tüffer beschrieben worden und ähnliche Verhältnisse finden sich auch westlicher bei Gouze, Hudajama und Bresno. Noch westlicher scheinen die isolirten miocänen Reste, die oft dem Grundgebirge auf eine ganz unerklärliche Weise (Trifail) eingelagert sind, in dieselbe Gruppe von Erscheinungen zu gehören. Man dürfte kaum im Stande sein, sich diese Lagerungsverhältnisse, speciell jene bei Tüffer, anders zu erklären, als durch die Annahme, dass die Sotzkaschichten schon vor Ablagerung des Miocäns theilweise gestört und gefaltet, und dass sie überdies während dieser Ablagerung selbst theilweise bereits abgewaschen wurden. Man kann sich dabei die Hauptstörungen und -Faltungen immer noch als nach der Ablagerung des Miocäns eingetreten, respective weiter vorgeschritten, denken und muss dies sogar.

Nur durch grosse Störungen konnten die theilweise aufs Grundgebirge übergreifenden Nulliporenkalke und verwandten Bildungen auch theilweise u n t e r die Reste der Sotzkaschichten hinabgerathen, wenn schon es nach den bestehenden Aufschlüssen kaum möglich, wo nicht gänzlich unmöglich ist, sich über die präcise Art und Weise dieser Vorgänge genaue Rechenschaft zu geben oder die dadurch bedingten Lagerungsverhältnisse in jedem Einzelfalle profilmässig darzustellen. Andererseits dürfte aber auch ein so vage gehaltener Erklärungsversuch, wie ihn R. H o e r n e s für die complicirten Verhältnisse bei Gouze-Hudajama gibt (vergl. oben), kaum irgend einen Werth beanspruchen können, denn wenn er pag. 19 sagt, dass durch die nach Ablagerung der „ersten Mediterranstufe“ eingetretenen Verschiebungen und Störungen unter anderem die Südflügel theilweise auf die Nordflügel der Mulden hinaufgeschoben wurden, welche Ansicht sich auch pag. 28 speciell für Bresno wiederholt findet, so kann man zur Illustration der merkwürdigen Ansichten, welche dieser Autor sich über die Lagerungsverhältnisse der in Rede stehenden Gegend gebildet haben muss, nichts besseres thun, als auf die Thatsache hinweisen, dass die Mulde im Profil von Bresno zufällig an $2^1/_2$ Kilometer breit ist und ihr Südflügel bei Turje (St. Stephan) ganz regelmässig zu Tage tritt, was H o e r n e s, wie man wohl annehmen muss, einfach nicht gewusst hat. Keinesfalls haben die complicirten Störungen längs des nördlichen Muldenflügels mit einer Hinaufschiebung des $2^1/_2$ Kilometer entfernten Südflügels der Mulde auf den Nordflügel etwas zu thun. Ob aber durch solche Behauptungen der Glaube

an die „geniale Hypothese“ von der einseitigen Aufstauung des Alpengebirges aus Süden her (man vergl. Hoernes pag. 12) bei irgend einem vorurtheilsfreien Geologen wesentlich befestigt werden kann, das mag hier unerörtert bleiben. Dass die beobachteten Lagerungsverhältnisse innerhalb des Tertiärbeckens von Tüffer-Sagor zu Gunsten dieser Hypothese nicht angeführt werden können, wenn man dieselben überhaupt in dieser Richtung verwendbar finden will, das sei schliesslich noch hervorgehoben.

Tafelerklärung.

Fig. 1. *Limnaeus spec. indet.* Tagbau I von Trifail; aus dem Scheideblatte der beiden obersten Kohlenbänke. Verkieselt.
Fig. 2. *Melania Sturi nov. spec.*
Fig. 3. „ *Kotredeschana nov. spec.*
Fig. 4. „ *carniolica nov. spec.*
Fig. 5. „ *illyrica nov. spec.*
Fig. 6. „ *Savinensis nov. spec.*
Fig. 7. „ *Sagoriana nov. spec.*
Fig. 8. „ *spec. aff. Sagorianae.*
Fig. 9. *Hydrobia imitatrix nov. spec.*
Fig. 10. *Bythinia (Stalioa) Lipoldi n. spec*
Fig. 11. *Limnaeus (Acella) gracillimus nov. spec.*
Fig. 12. „ *spec. indet.*
Fig. 13. *Neritina spec. indet.*
Fig. 14. *Ampullaria spec.?*
Fig. 15. *Valvata (?) Rothleitneri nov. spec.*
Fig. 16. „ *(?) spec. indet*
Fig. 17. *Unio Sagorianus nov. spec.*
Fig. 18. Unbestimmte Bivalve aus der Familie der Cyreniden.
Fig. 19. *Pecten Hertlei nov. spec.*
Fig. 20. *Psammosolen (Novaculina?) spec. indet.*
Fig. 21. *Congeria spec. indet.*
Fig. 22. *Diplodonta Komposchi nov. spec.*
Fig. 23. *Chenopus Trifailensis nov. spec.*
Fig. 24. *Turritella (Haustator) Terpotitzi nov. spec.*
Fig. 25. *Pecten Mojsisovicsi nov. spec.*
Fig. 26. „ *(Semipecten) Zollikoferi nov. spec.*

Die in den Figuren 2—18 dargestellten Arten stammen aus den tieferen (lacustren) Hangendmergeln und -Kalken der Sotzkaschichten von Sagor, die Originale zu Fig. 19—22 aus den mittleren (brackischen) Hangendmergeln des Tagbaues I zu Trifail, jene von Fig. 23 und 24 aus den obersten Sotzkahangendmergeln (Chenopusmergeln) desselben Tagbaues; Fig. 25 aus miocänem marinen Tegel von derselben Localität; Fig. 26 endlich aus den marinen (Tüfferer) Mergeln von St. Nicolai südlich von Tüffer. Alle Figuren, ausser der doppelt vergrösserten Fig. 19 *b*, sind in natürlicher Grösse gezeichnet, Fig 1—10, 12—17 und 21 *b* und *c* nach Kittabdrücken, die übrigen nach Schalenexemplaren. Sämmtliche Originale befinden sich in der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Inhalts-Verzeichniss.

---

34. Band. 1884. JAHRBUCH IV. Heft.

DER

KAIS. KÖN. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.

Zur Erinnerung an Ferdinand v. Hochstetter.

Von **Fr. v. Hauer.**

Nur wenige Monate sind verflossen, seit ich an unseren Freund, der am 18. Juli für immer die Augen schloss, die Einladung richtete, er möge uns eine zusammenhängende Darstellung über sein Wirken am k. k. Hof-Mineraliencabinete und über seine Pläne für die Neuaufstellung der Sammlungen desselben in dem für das k. k. naturhistorische Hof-Museum bestimmten Palaste geben.

Vielleicht war es ein unbestimmtes Vorgefühl, dass seiner rastlosen Thätigkeit bald ein Ziel gesetzt sein werde, welches Hochstetter veranlasste, auf diesen Vorschlag, welcher zunächst durch mir zur Kenntniss gekommene missgünstige Aeusserungen über dieses Wirken hervorgerufen worden war, mit Feuereifer einzugehen. Nimmer aber hätte ich selbst geahnt, dass die Mittheilungen, die er am 5. und 19. Februar in unserem Sitzungssaale zum Vortrage brachte und die im zweiten Hefte unseres Jahrbuches abgedruckt wurden, zusammen mit dem zur selben Zeit verfassten siebenten Bericht der prähistorischen Commission der k. Akademie der Wissenschaften über die Arbeiten im Jahre 1883 seine letzten wissenschaftlichen Publicationen bilden würden.

Nicht am späten Abend eines vielbewegten Lebens schied er von uns; der Tod ereilte ihn im besten Mannesalter, inmitten einer gewaltigen Aufgabe, deren glückliche Lösung nach wohldurchdachtem Plane er seit Langem sorgfältig vorbereitet hatte, und deren in wenig Jahren zu gewärtigende endliche Vollendung seiner, nach mannigfaltigen Richtungen hin so erfolgreichen Wirksamkeit den glänzendsten Abschluss versprach.

Ferdinand v. Hochstetter wurde am 30. April 1829 zu Esslingen in Württemberg geboren. Sein Vater, Professor und Stadtpfarrer daselbst, hatte in den Jahren 1816 bis 1824 als evangelischer Prediger und Schulvorstand ebenfalls schon auf österreichischem Boden, in Brünn, gelebt und gewirkt. Er war ein eifriger Pfleger der Naturkunde und hatte insbesondere in den Jahren von 1825 bis 1857 eine Reihe von werthvollen botanischen Arbeiten, sowie im Jahre 1836 ein Lehrbuch der Mineralogie veröffentlicht. Im väterlichen Hause also schon erhielt Ferdinand die ersten Anregungen zu dem Studium der Naturwissenschaften, welches er, obgleich ursprünglich für die theologische Laufbahn bestimmt und für dieselbe an dem evangelischen Seminar in Maulbronn, und später als Stipendiat des evangelisch-theologischen

Seminars an der Universität Tübingen vorbereitet, doch bald als seinen Lebensberuf erkannte. Mit pietätvoller Dankbarkeit gedachte er stets seines geistvollen Lehrers, des Professors F. A. Quenstedt, dessen anregender Unterricht wohl für die speciellere Richtung seiner späteren Arbeiten massgebend war.

Nach Erlangung der Doctorswürde kam Hochstetter gelegentlich einer Reise, zu welcher er behufs seiner weiteren Ausbildung in den Naturwissenschaften eine Staats-Unterstützung erhalten hatte, im Herbste 1852 nach Wien, und wurde hier von Haidinger, der sofort mit richtigem Blicke die hohe Begabung des jungen Mannes erkannte, zur Theilnahme an den Arbeiten der k. k. geologischen Reichsanstalt eingeladen. In Wien fand Hochstetter auf diese Weise eine zweite Heimat und wenn er auch im Laufe seines weiteren Lebens seinem ersten Vaterlande eine treue Anhänglichkeit bewahrte und die innigsten Beziehungen zu seinen Freunden in demselben unterhielt, so wurde er doch gar bald zu einem Oesterreicher von echterem Schrott und Korn als gar Mancher, der innerhalb der Grenzen unseres Reiches geboren wurde, zu einem Bürger unseres Staates, der demselben mit ganzem Herzen anhing und ihm seine volle Denk- und Thatkraft widmete.

Durch vier Jahre, 1853—1856, war nun Hochstetter erst als Hilfsgeologe, zuletzt als Chefgeologe bei den Aufnahmen im südlichen und westlichen Böhmen, und zwar namentlich im Böhmerwalde, dann im Fichtelgebirge und im Karlsbader Gebirge thätig. Seine Arbeiten über diese Gebiete gehören zu den besten Leistungen, welche unsere Anstalt überhaupt aufzuweisen hat. Genaue, nicht durch vorgefasste Theorien beeinflusste Beobachtung der Thatsachen, vorsichtige Verwerthung derselben zu weiter tragenden Schlüssen, und eine geradezu musterhafte Darstellungsgabe gibt sich in diesen Arbeiten, die in den Jahrgängen IV bis VII unseres Jahrbuches veröffentlicht wurden, kund. Sie machten den Namen unseres Freundes gar bald in den weitesten Kreisen bekannt, sie trugen aber auch nicht wenig dazu bei, die Bedeutung und den Ruf unserer jungen Anstalt zu begründen und zu erhöhen. Aber auch ausserhalb der eigentlichen Fachliteratur wusste Hochstetter seine geologischen Beobachtungen und anderen Wahrnehmungen zu verwerthen und einem grösseren Leserkreise zugänglich zu machen. Seine Aufsätze: „Aus dem Böhmerwalde" (acht Nummern in der Augsburger allgemeinen Zeitung, 1855) sind geradezu als Muster einer anmuthigen und lehrreichen Landschaftsschilderung zu betrachten und aus seiner 1856 erschienenen selbstständigen Schrift: „Karlsbad, seine geognostischen Verhältnisse und seine Quellen" hat wohl gar mancher Besucher des weltberühmten Curortes reiche Belehrung geschöpft.

Die Novara-Reise (1857—1859) füllt die nächste wichtige Periode in Hochstetter's Leben aus. Eine Erdumsegelung mit verhältnissmässig kurzem Aufenthalt an weit von einander entlegenen isolirten Stationen, bei welcher überdies die wissenschaftliche Forschung nicht die Hauptaufgabe bildet, scheint eigentlich wenig Gelegenheit, namentlich für geologische Forschungen zu bieten. Wie trefflich aber Hochstetter jede Ruhepause des Schiffes auszunützen verstand, das



zeigen die einzelnen Capitel des zweiten Bandes des geologischen Theiles des grossen Reisewerkes, dessen Herausgabe nach der Rückkehr der Expedition sofort in Angriff genommen und im Jahre 1870 zum Abschluss gebracht wurde. Dieser von Hochstetter bearbeitete Band, mit paläontologischen Beiträgen von Professor Reuss und Dr. Schwager, gelangte im Jahre 1866 zur Publication; er liefert Beiträge zur geologischen Kenntniss von Gibraltar, der Umgebung von Rio Janeiro, dem Capland, den Inseln St. Paul und Amsterdam, den Nikobaren, Java und dem Stewart Atoll im Stillen Ocean.

So werthvoll aber auch diese Mittheilungen sind und so viel des Neuen sie enthalten, so werden sie doch weitaus durch eine Leistung von ungleich grösserer Bedeutung übertroffen, welche Hochstetter durch rasche Benützung einer sich darbietenden günstigen Gelegenheit erzielte. In Folge einer von dem Chef der Novara-Expedition Freih. v. Wüllerstorff mit der Regierung von Neu-Seeland getroffenen Uebereinkunft trennte er sich im Jänner 1859 in Auckland von der Expedition, brachte sechs Monate mit geologischen Forschungen auf der Nordinsel, weitere drei Monate mit solchen auf der Südinsel zu und kehrte dann über Australien, wo er namentlich noch die Goldfelder der Colonie Victoria untersuchte, nach Europa zurück. Die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Unternehmung sind in dem ersten Bande des geologischen Theiles der Novarareise, der aus zwei, im Jahre 1864 erschienenen Abtheilungen besteht, und zwar: I. Die Geologie von Neuseeland von F. v. Hochstetter und II. Die Paläontologie von Neu-Seeland von den Herren F. Unger, K. Zittel, E. Suess, F. Karrer, F. Stoliczka, G. Stache und G. Jäger, dann in dem bei J. Perthes in Gotha erschienenen, von Hochstetter gemeinschaftlich mit Dr. A. Petermann bearbeiteten Geologisch-topographischen Atlas von Neu-Seeland (1863) niedergelegt. Neben diesen Arbeiten, die den Anforderungen, die man an den geschulten Geologen und Geographen stellen kann, in vollstem Umfange gerecht wurden, veröffentlichte Hochstetter noch in deutscher und englischer Ausgabe sein Reisewerk „Neu-Seeland" (Stuttgart 1863), welches auch den nicht geologischen Theil seiner Beobachtungen und Erfahrungen in einer für weitere Kreise und bezüglich der englischen Ausgabe namentlich für die europäischen Colonisten in Neu-Seeland berechneten Darstellung bringt.

Auch über die eigentliche Novara-Expedition hat übrigens Hochstetter, in Berichten, die während der Reise geschrieben und in 42 Nummern der Wiener Zeitung veröffentlicht wurden, dem grösseren auch nicht fachmännischen Publicum fortlaufend Nachricht gegeben, Berichten, die dank ihrer anziehenden Form und ihres lehrreichen Inhaltes in zahlreiche Journale des In- und Auslandes übergingen.

Mit offenem Auge hatte Hochstetter, wie aus den genannten Werken hervorgeht, auf seinen Wanderungen in fernen Welttheilen alles Wissenswerthe beobachtet, in sich aufgenommen und für seine Reiseberichte verwerthet; doch aber hatte er stets sein Specialstudium, die Geologie, als seine Hauptaufgabe betrachtet. Nicht allein über mehr oberflächliche, wenn auch noch so anziehende Wahrnehmungen und über interessante Erlebnisse wusste er nach seiner Heimkehr zu berichten,

er hatte vielmehr einen reichen Schatz ernster und streng wissenschaftlicher Ergebnisse seiner Thätigkeit mit heimgebracht. Diesem Umstande wohl vor Allem ist es zuzuschreiben, dass er glücklich der Gefahr entrann, wie manche andere Reisende bei ihrer Heimkehr mit laut tönendem Jubel empfangen und gefeiert und bald darauf vergessen zu werden, ohne eine sichere Lebensstellung zu erringen.

Zwei Monate schon nach seiner Heimkehr, am 29. Februar 1860, wurde er zum Professor der Mineralogie und Geologie an dem k. k. polytechnischen Institute in Wien ernannt, welche Stellung er bis zum Jahre 1874 bekleidete.

Die hier zu bewältigende Aufgabe war keine geringe; Hochstetter's Vorgänger, der so verdienstvolle Mineraloge Leydolt, war ein starrer Anhänger der Mohs'schen Schule, welche, nachdem sie die Kenntniss der morphologischen und theilweise auch der physikalischen Eigenschaften der Mineralien mächtig gefördert hatte, auf doctrinärem Standpunkte innehaltend, nach und nach in diametralen Gegensatz zu den modernen Principien der Mineralogie und noch mehr der Geologie getreten war. Hier galt es also reformatorisch einzugreifen, und mit welchem Eifer und mit welch durchgreifendem Erfolge sich Hochstetter dieser Aufgabe unterzog, dies zeigt zur Genüge die geradezu musterhaft von ihm eingerichtete Lehrsammlung des k. k. polytechnischen Institutes, dies zeigt noch mehr die begeisterte Anhänglichkeit seiner zahlreichen Schüler, deren hervorragendster, zugleich sein Nachfolger im Amte, Prof. Toula, in einem mit warmer Begeisterung geschriebenen Nachrufe (Neue illustrirte Zeitung 1884, Nr. 44) diesen Gefühlen Ausdruck gab, dies zeigen endlich die trefflichen elementaren Lehrbücher, durch welche er die Kenntniss unserer Wissenschaften in den weitesten Kreisen verbreitete, so die zusammen mit Bisching verfasste Krystallographie (1868), der geologische Theil der zusammen mit Hann und Pokorny verfassten Erdkunde (in vierter Auflage 1884) und der zusammen mit Bisching bearbeitete „Leitfaden der Mineralogie und Geologie“, welcher 1876 in erster und 1884 bereits in fünfter Auflage erschien.

Neben seiner Lehramtsthätigkeit hatte Hochstetter in der in Rede stehenden Periode seines Lebens auch die schon früher erwähnten Werke über die Ergebnisse seiner Studien gelegentlich der Novara-Reise veröffentlicht; aus derselben Periode aber haben wir auch noch einer Reihe anderer Arbeiten von nicht geringer Bedeutung zu gedenken. Wohl den ersten Rang unter denselben nehmen jene über die europäische Türkei ein. Eingeladen, als Geologe an den Vorstudien über die Tracirung und den Bau der türkischen Eisenbahnen theilzunehmen, durchstreifte Hochstetter im Sommer 1869 das Innere des Landes zwischen Constantinopel und Belgrad theils in Gesellschaft der mit diesen Studien betrauten Ingenieure und Topographen, theils auch allein in Gebieten, welche vorzugsweise ihres geologischen Interesses wegen aufgesucht werden mussten, und kehrte Mitte October wieder nach Wien zurück. Die Ergebnisse seiner Untersuchungen und Studien, die namentlich auch ein reiches Material für die topographische Kenntniss des Landes enthalten, sind in der in zwei Abtheilungen (1870 und 1872) in dem Jahrbuche der k. k. geolog. Reichsanstalt erschie-

nenen Abhandlung: „Die geologischen Verhältnisse des östlichen Theiles der europäischen Türkei“ niedergelegt. Zwei Karten, die eine im Massstabe von 1 : 1,000.000, welche die ganzen Gebiete von Bulgarien, Rumelien, Macedonien und Thracien umfasst, und eine zweite, detaillirtere im Massstabe von 1 : 420.000, welche den centralen Theil der europäischen Türkei mit dem Vitos-Gebiete als Mittelpunkt zur Darstellung bringt, sind dieser Abhandlung beigegeben, welche zum ersten Male wieder seit Boué, und zwar entsprechend dem inzwischen so sehr geändertem Standpunkte der Wissenschaft selbst, eine zusammenhängende Darstellung eines grossen Theiles jener Ländergebiete liefert, deren Durchforschung so oft schon, und gewiss mit Recht, als die naturgemässe Aufgabe der österreichischen Geologen bezeichnet wurde.

Eine weitere grössere Reise, die Hochstetter, begleitet von Herrn Prof. Toula, im Jahre 1872 unternahm, über deren Ergebnisse übrigens keine grössere Arbeit in die Oeffentlichkeit gelangte, führte ihn durch Russland bis Boguslow und Turjinsk an der Ostseite des Ural. Zahlreich und mannigfaltig sind dagegen die Mittheilungen über einzelne Beobachtungen und Untersuchungen im Bereiche der österreichisch-ungarischen Monarchie, die meist im Jahrbuch und den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt abgedruckt sind, wie: Erdöl und Erdwachs im Sandecer Kreis in Galizien (Jahrb. 1865, XV, S. 199—207); über den angeblichen Trachytfund am Ortler (Verhandl. 1865, S. 120—121); Tiefenmessung der Seen in Kärnten (Jahrb. d. österr. Alpenvereines, 1865, I., S. 313—315); über die Schieferbrüche von Mariathal in Ungarn (Verhandl. 1866, S. 24—25); über das Eozoon von Krumau (Sitzber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. 53, 1. Abth., S. 14—25), über den Kohlen- und Eisenwerkscomplex von Anina-Steyerdorf (Verhandl. 1867, S. 5—6); Durchschnitt durch den Nordrand der böhmischen Kreidebildung von Wartenberg bis Turnau (Jahrb. 1868, S. 247—256); Saurierfährten im Rothliegenden von Rossitz-Oslawan (Verhandl. 1868, S. 431—432); Rhinoceros-Reste von Grassengrün in Böhmen (Verhandl. 1871, S. 355—356); Orthoklaskrystalle von Koppenstein im Karlsbader Gebirge (Verhandl. 1872, S. 1—3); Reste von *Ursus spelaeus* in der Igritzer Höhle im Biharer Comitat in Ungarn (Verhandlungen 1875, S. 112—120); *Cervus megaceros* von Nussdorf (Verhandlungen 1875, S. 140).

Noch endlich habe ich einiger Arbeiten von allgemein theoretischer Bedeutung zu gedenken, die wir Hochstetter in der Zeit seiner Lehramtsthätigkeit verdanken. Das erste derselben betrifft das Erdbeben in Peru am 13. August 1868 und die durch dasselbe verursachten Fluthwellen im pacifischen Ocean vom 13. bis 16. August (Sitzber. der kais. Akad. der Wissensch. 1868, Nov.-Heft). Durch eine sorgfältige Discussion aller einschlägigen Berichte, die ihm theils direct, theis in Zeitungsmittheilungen u. s. w. zukamen, führte Hochstetter den Nachweis, dass sich diese Wellen mit der gleichen Geschwindigkeit fortpflanzten wie die lunisolaren Fluthwellen, und dass sie so wie diese zu einer Bestimmung der mittleren Meerestiefen auf dem durchlaufenen Wege, nach Massgabe der für denselben gebrauchten Zeit, verwendet werden können. Auch über die Art der Bildung der Fluth-

wellen durch Erdbeben gibt Hochstetter in dieser Abhandlung im Gegensatz zu früheren Auffassungen eine naturgemässe Erklärung.

Ein Beweis für Hochstetter's eminente Begabung endlich, anscheinend unbedeutende, zufällig gemachte Beobachtungen in ihrem wahren Werthe für die Erklärung grossartiger Naturerscheinungen aufzufassen, lieferte derselbe durch seine hochinteressanten Experimente „über den inneren Bau der Vulcane und über Miniatur-Vulcane aus Schwefel" (Sitzber. d. k. Akad. d. Wissensch. Nov.-Heft 1870). Dieselben geben einen glänzenden experimentellen Beweis für die Richtigkeit der neueren Vulcantheorie, und gehören gewiss zu den gelungensten Versuchen, welche je unternommen wurden, um die gewaltigen Vorgänge im Erdinnern im Kleinen nicht nur nachzuahmen, sondern wirklich zu reproduciren.

Ich habe mich bisher vorzugsweise nur mit Hochstetter's Thätigkeit auf dem Gebiete der Geologie beschäftigt, und nur nebenseitig auch seiner Leistungen auf jenem der Geographie im engeren Sinne des Wortes gedacht. Den wichtigsten Einfluss auf die Entwicklung und Förderung dieser Wissenschaft in unserem Lande übte er aber als Präsident der k. k. geographischen Gesellschaft aus. Ich darf es wohl demjenigen, dem die Aufgabe zufallen wird, im Schosse dieser Gesellschaft Hochstetter's Andenken durch einen Nachruf zu ehren, überlassen, seine Verdienste in dieser Richtung in das richtige Licht zu stellen. Hier mag es genügen, darauf hinzuweisen, dass Hochstetter im Jahre 1867 zum erstenmale zu dieser Function gewählt wurde, dass die Gesellschaft unter seiner Leitung einen früher ungeahnten Aufschwung nahm, dass er entgegen der früheren Gepflogenheit nach Ablauf jeder Functionsperiode einstimmig wiedergewählt, erst im Jahre 1882 in Folge zunehmender Kränklichkeit dies Amt niederlegte, dass er endlich in seinem 1876 erschienenen, dem durchlauchtigsten Protector der Gesellschaft, dem Kronprinzen Rudolph, gewidmeten Buche: „Asien, seine Zukunftsbahnen und seine Kohlenschätze", ein Werk von ebenso hoher wissenschaftlicher Vollendung, wie praktischer Bedeutung lieferte.

Eine der wichtigsten Episoden in Hochstetter's Leben war seine Berufung zum Lehrer Sr. k. u. k. Hoheit des Kronprinzen Rudolph in den Naturwissenschaften, die im Herbste des Jahres 1872 erfolgte. Gewiss konnte keine glücklichere Wahl getroffen werden. Mit steigender Begeisterung, je mehr er erkannte, welch dankbare Aufgabe ihm geworden war, unterzog sich der Verewigte seiner Aufgabe, und ungescheut darf man es wohl heute aussprechen: es war der Schüler seines Lehrers und es war der Lehrer seines Schülers werth.

Im Jahre 1876 wurde Hochstetter zum Intendanten des k. k. naturhistorischen Hof-Museums ernannt. Zu einem unter einheitlicher Leitung stehenden wissenschaftlichen Institute ersten Ranges sollten die bisher getrennten sogenannten Hof-Cabinete, das zoologische, das botanische und das mineralogische vereinigt, und in dem in Bau begriffenen, für dasselbe bestimmten Palaste zur Neuaufstellung gebracht werden. Wie Hochstetter diese Aufgabe auffasste und mit seltenem Organisationstalent ihre Bewältigung anbahnte, ist aus seiner schon eingangs erwähnten Schrift ersichtlich. Wohl nur wer selbst mit analogen

Arbeiten in kleinerem Massstabe beschäftigt war, kann sich einen annähernden Begriff von den Schwierigkeiten ihrer Lösung bilden. Für jedes einzelne der nach hunderttausenden zählenden, kostbaren, ja vielfach unersetzbaren Objecte muss in den neuen Räumen der entsprechende Platz im vorhinein genau bestimmt und bemessen werden, damit schliesslich die Anordnung den systematischen Anforderungen der Wissenschaft sowohl, wie auch jenen eines guten Geschmackes entspreche, damit nicht nur die Sammlungen in ihrer Totalität einen lehrreichen Ueberblick über den unermesslichen Reichthum und die Mannigfaltigkeit der Naturerzeugnisse der ganzen Erde darbieten, sondern damit auch jedes einzelne Stück sofort auffindbar und der näheren Untersuchung für den Fachmann zugänglich bleibe. Mit rastlosem Eifer arbeitete Hochstetter, man darf sagen bis zum Tage seines Todes, für diesen Zweck. Die wichtigste Neuerung, die aus seiner Initiative hervorging, ist wohl die Gründung der anthropologisch-ethnographischen Abtheilung des Museums, der auch die Sammlungen prähistorischer Alterthümer einverleibt werden. Dieser Abtheilung, für welche aus älterer Zeit zwar werthvolles, aber nur völlig ungeordnetes Material, zumeist in Kisten verpackt, vorlag, wendete Hochstetter in den letzten Jahren seines Lebens vorzugsweise seine Thätigkeit zu. Nach allen Seiten hin wusste er für diesen, wenigstens bei uns, sozusagen neuen Zweig der Forschung Theilnahme zu erwecken. Die in Folge seiner Anträge gegründete prähistorische Commission der k. Akademie der Wissenschaften, die anthropologische Gesellschaft, die unter dem Präsidium pes in der gleichen Richtung und gemeinsam mit ihm thätigen Freiherrn von Andrian sich einer stets steigenden Theilnahme der Fachmänner sowohl, wie hochherziger Gönner erfreute, zahlreiche andere Gesellschaften und Privatpersonen im Lande förderten durch ihre Untersuchungen und im grossen Style betriebenen Ausgrabungen ein hochinteressantes Materiale zu Tage, dessen wissenschaftlicher Werth zwar schon aus den seitherigen Publicationen Hochstetter's und seiner Fachgenossen erkannt werden kann, dessen Bedeutung und Reichthum aber wohl erst nach der Aufstellung der betreffenden Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hof-Museums zur vollen Geltung gelangen wird. Möge es den massgebenden Factoren gelingen, als Nachfolger Hochstetter's in der Leitung dieses Museums den richtigen Mann zu finden, der die genialen, durch einen weiten Blick über das Gesammtgebiet der Naturwissenschaften gekennzeichneten Pläne des Verewigten zur Vollendung zu bringen versteht; möge das grosse, von ihm begonnene Werk nicht an den engen Gesichtspunkten kleinlicher, sich widerstreitender Sonderinteressen scheitern.

Hochstetter ist denselben Weg gegangen, den wohl alle wirklich bedeutenden Naturforscher eingeschlagen haben. Mit Detailarbeiten beginnend, wie es seine im Vorhergehenden nicht erwähnte Erstlingsarbeit über das Krystallsystem des Kalkspathes und seine geologischen Untersuchungen in einzelnen Theilen von Böhmen waren, ist er vorgeschritten zu Leistungen, die schon weit grössere Schulung und Erfahrung erheischten, wie seine Arbeiten über Neuseeland und die europäische Türkei, hat er weiter an der Lösung grosser theoretischer Fragen, wie jener über Vulcane und Erdbebenfluthen erfolgreich theil-

genommen, und hat er endlich in dem wohldurchdachten und in der Ausführung begriffenen Organisations-Plane für das k. k. naturhistorische Hof-Museum die kundige Hand des vollendeten Meisters bewährt. Sein Beispiel sollte wohl manche der Jüngeren, die da glauben, kaum der Schule entwachsen, sofort sich mit Erfolg an die Lösung grosser wissenschaftlicher Probleme wagen zu dürfen, auf richtigere Bahnen führen.

Ich habe im Vorhergehenden nur von Hochstetter's öffentlichem Leben gesprochen. So erfolgreich wie dieses, so glücklich war, und der Gedanke daran mag unsern Schmerz über sein vorzeitiges Hinscheiden mildern, sein Privatleben. An der Seite einer edlen Gattin, die ihm das Leben verschönte und durch die liebevollste Sorge die langen, schweren Tage seines Leidens ihm erleichterte, umgeben von blühenden Kindern, geliebt von der zahlreichen Schar seiner näheren Freunde, geehrt und geachtet von Jedermann; so haben wir ihn gekannt und so wird er stets in unserer Erinnerung fortleben.

Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern.

Von M. Vacek.

Mit einer Profiltafel (Nr. XI).

Wenn man auf v. Hauer's geologischer Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie die Gegend südlich von Radstadt im Pongau ins Auge fasst, so fällt jedem zunächst eine grosse dreieckige Fläche auf, welche mit dem Farbentone der zwei tiefsten Triasglieder (Werfener Schiefer und Virgloriakalk) ausgeschieden ist, und welche aus der Gegend der salzburgisch-steierischen Grenze, in westlicher Richtung sich langsam verschmälernd, bis ins obere Pinzgau zieht, wo sie sich in der Gegend von Mittersill vollkommen ausspitzt. Die Ablagerungen, welche in der angegebenen Ausdehnung ausgeschieden erscheinen, sind in der Literatur unter der von Oberbergrath Stur[1]) gegebenen Bezeichnung der Radstädter Tauerngebilde bekannt und wurden, bisher mit einigem Zweifel, der Triasformation zugerechnet[2]). Für die zweite Hälfte des Sommers 1882 wurde mir von dem Chefgeologen der zweiten Section, Herrn Oberbergrath Dr. v. Mojsisovics, das nähere Studium dieser sogenannten Radstädter Tauerngebilde zur Aufgabe gemacht[3]) und diese Aufgabe für den Aufnahmssommer 1883 dahin erweitert, auch den, wie sich herausgestellt hat, in keinem weiteren stratigraphischen Zusammenhange mit den genannten Ablagerungen stehenden älteren krystallinischen Untergrund zu studiren.

Das untersuchte Gebiet entspricht im Wesentlichen dem orographischen Begriffe der sogenannten Radstädter Tauern, umfasst demnach das Wassergebiet der obersten Enns bis in die Gegend von Gröbming und westlich anschliessend hieran die schon dem Flussgebiete der Salzach zufallende weitere Umgebung von St. Johann im Pongau.

Die Darstellung des geologischen Baues dieses Gebirgsabschnittes bildet den Gegenstand der folgenden Zeilen.

---

[1]) Stur, Geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen Hoch-Golling und Venediger, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. V. 1854, pag. 833.

[2]) Vergl. Hauer, Index, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1872, pag. 206.

[3]) Vergl. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1882, pag. 310.

Je weiter das Studium des geologischen Baues der Alpen fortschreitet, umsomehr gewinnt die Erkenntniss an Boden, dass die Sedimentmassen, die an dem Aufbaue des Gebirges theilnehmen, keineswegs das Resultat eines langandauernden ununterbrochenen Absatzes über einem ursprünglich ebenen Boden sind, sowie dass die Unregelmässigkeiten, welche die Schichtmassen bezüglich ihrer Verbreitung und Aufeinanderfolge, besonders im Hochgebirge, Schritt für Schritt zeigen, keineswegs ausschliesslich Folge von nachträglich bei der Gebirgsfaltung eingetretenen Störungen sind. Vielmehr stellt sich immer klarer heraus, dass die gesammte Schichtmasse sich in eine ganze Reihe von Schichtgruppen auflösen lasse, von denen jede jüngere in ihrer Verbreitung von dem schon mitunter sehr complicirten Relief abhängig ist, welches der jeweilige alte Boden, d. h. die jeweilige Summe aller älteren Schichtgruppen zeigt. Je jünger eine Schichtgruppe, um so klarer und leichter zu übersehen ist dieses Verhältniss, am einleuchtendsten und von Niemandem angezweifelt beim Neogen. Je älter jedoch eine Schichtgruppe ist, desto mehr erscheint sie von jüngeren verdeckt und maskirt, desto mehr tektonische Störungen, welche das Bild der ursprünglichen Lagerung alteriren, hat dieselbe erfahren, und es wird daher um so schwieriger, ihr wahres Verhältniss zum Untergrunde festzustellen, da die Zahl der Punkte, an welchen dies möglich ist, besonders aus dem erstangeführten Grunde immer kleiner wird. Am schwierigsten wird diese Aufgabe bei den ältesten krystallinischen Schichtgruppen, besonders an Stellen, wo dieselben zum Theile von jüngeren Schichtmassen verdeckt werden, wie dies gerade in dem Gebiete, dessen Beschreibung den Gegenstand der folgenden Zeilen bildet, der Fall ist. Und doch bildet die ungleichförmige oder unconforme Lagerung eines der wesentlichsten Momente, ja zuweilen den einzigen Anhaltspunkt da, wo es sich local um eine rationelle Scheidung der einzelnen, je eine stratigraphische Einheit bildenden Schichtcomplexe oder Schichtgruppen handelt. Dieses Moment wird um so werthvoller, je mehr uns andere Behelfe und Anhaltspunkte, wie petrographischer Charakter, Petrefactenführung etc. im Stiche lassen, wie dies z. B. gerade bei den krystallinischen Schiefergesteinen der Fall ist [1]).

In Bezug auf die jüngeren Kalk- und Schieferablagerungen, welche besonders in der Gegend der Radstädter Tauern in grossen, hohe Berge zusammensetzenden Massen auftreten, wurde von mir, übereinstimmend mit einzelnen älteren Angaben, bereits gezeigt [2]), dass dieselben ganz unregelmässig einem in der mannigfaltigsten Weise schon vor Ablagerung der Kalkmassen denudirten und modellirten Untergrunde von krystallinischen Gesteinen auflagern. Wir wollen für dieses auffallende Lagerungsverhältniss die schon oben gebrauchte, einen klaren Begriff deckende und in der Wissenschaft wohl bekannte uralte englische Bezeichnung „unconform“ gebrauchen und damit zugleich zeigen, dass dieser Begriff durchaus kein Novum in der geologischen Literatur ist. Er ist es aber auch nicht in der alpinen Literatur, mag auch die

---

[1]) Vergleiche die Einleitung zu der folgenden Arbeit des Herrn Baron Foullon.

[2]) Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1882, pag. 310.

Bezeichnung unconform durch eine andere, weniger präcise, wie abnorm, unregelmässig etc., ersetzt sein.

Es dürfte die Uebersicht fördern, wenn ich, der folgenden Darstellung vorgreifend, hier schon bemerke, dass sich auf Grund des eben angedeuteten Momentes der unconformen Lagerung die Schichtmassen, welche an dem Aufbaue des oben abgegrenzten Theiles der Alpen theilnehmen, in sechs von einander stratigraphisch unabhängige, selbstständige Gruppen auflösen lassen, und zwar:

1. Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe,
2. Kalkglimmerschiefer-Gruppe,
3. Silurschiefer-Gruppe,
4. Diploporendolomit der Radstädter Tauern,
5. Pyritschiefer-Gruppe,
6. Neogen.

Hiebei wird vielleicht auffallen, dass ich es vermieden habe, die älteren Schichtgruppen-Bezeichnungen für die krystallinischen Gesteine zu verwenden, wie sie in den älteren, zum Theile das gleiche Gebiet betreffenden Arbeiten, hauptsächlich der Herren Oberbergräthe Stur und Stache, gebraucht sind. Dies geschieht, wie ich zur Vermeidung von Missverständnissen ausdrücklich bemerken will, nur deshalb, weil diese älteren Bezeichnungen Begriffe decken, die einen viel weiteren Umfang haben, als er den hier auf Grund rein localer Untersuchung ausgeschiedenen Gesteinsgruppen zukommt. Die hier gewählten Bezeichnungen haben nur etwa den Werth von Localnamen. Auf diese Art soll es strenge vermieden werden, dass etwaige Folgerungen, die sich aus der localen Lagerung einer oder der anderen dieser Gruppen ergeben, irgend welche allgemeinere Geltung hätten für die auf viel weiterer Grundlage unterschiedenen grossen Abtheilungen, bei denen schon der Begriff der Facies eine sehr bedeutende Rolle spielt. Während die hier gebrauchten Gruppenbezeichnungen nur der Ausdruck für eine einzelne bestimmte Faciesentwicklung sind, decken die älteren Begriffe der grossen Gruppen jeweilen die Summe sämmtlicher Faciesentwicklungen der betreffenden Gruppen in den Ostalpen.

I. Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe.

Das älteste Glied des gesammten Schichtverbandes in der zu beschreibenden Gegend bildet die an der Grenze von Steiermark und Salzburg inselartig auftauchende Gneissmasse der Hohen Wildstelle und des Hoch-Golling. Die einen grossen Theil der Berge südlich von Schladming umfassende Gneissinsel zeigt im Allgemeinen eine langgestreckt elliptische Gestalt, deren grösster Durchmesser nahezu ONO-WSW-Richtung hat. Dieser grösste Durchmesser verläuft aus der Gegend des Radstädter Tauernpasses vom Grünwaldsee bis in die Gegend des Knallstein an der Wasserscheide der beiden Sölkbäche und entspricht so ziemlich dem Verlaufe einer anticlinalen Wölbung, indem zu beiden Seiten dieser Linie die Gneissmassen einerseits etwas steiler nach Nord, andererseits flach nach Süd abfallen. Ihre grösste Breite zeigt die Gneissinsel in der Gegend zwischen

Hoch-Golling und Schladming, die von den beiden Endpunkten der Längsaxe so ziemlich gleich weit entfernt ist. Die Gneissinsel hat also, besonders nach Süd und Süd-West, eine etwas grössere Ausdehnung, als sie auf den älteren Karten angegeben erscheint. Dies kommt hauptsächlich daher, dass von mir auch die obersten schiefrigen Gneisspartien noch zu den Gneissen und nicht zu der folgenden Glimmerschiefer-Abtheilung gezogen wurden.

Eine ganze Reihe von Thälern, welche die Wässer in nördlicher Richtung der Enns zuführen, schneiden tief in die Schichtmasse der Gneisse ein und schliessen dieselbe, besonders im Oberlaufe der Bäche, bis zu bedeutender Tiefe auf, so insbesondere das Ober- und Unterthal bei Schladming und das nach der Kleinsölk mündende Schwarzenseethal, ferner in geringerem Grade das Preunegg-, Dürren-, Gumpen- und Seewigthal. Die Gesteine, welche hauptsächlich in den oberen Theilen des Ober- und Unterthales in den Wänden der Hohen Wildstelle und den Nordabstürzen des Hoch-Golling, sowie in dem diese beiden Hochgipfel verbindenden, über Pöllerhöhe und Waldhorn ziehenden Grenzgrate zu Tage gehen, sind die verschiedensten Varietäten vorherrschend grobkörniger Gneisse. Im Allgemeinen lässt sich als Regel bemerken, dass die grobkörnigen Varietäten, die mitunter schon ein granitisches Aussehen zeigen und meist in groben Bänken abgesondert sind, die tiefste Lage einnehmen und sich hauptsächlich durch grösseren Reichthum an vorherrschend dunkelgefärbtem Glimmer auszeichnen. Nach oben nimmt der Glimmergehalt ab, ebenso wie die Korngrösse der einzelnen Mineralbestandtheile, und die Gneisse bekommen ein mehr schiefriges Gefüge von jener Beschaffenheit, wie sie in dem folgenden Aufsatze des Herrn Baron Foullon bezüglich der Proben aus dem Seewigthale und aus dem Oberthale bei Schladming näher beschrieben ist. An vielen Stellen, wie z. B. beim Eiskorsee, beim Duisilzsee, in der Nähe der Alpe Karsch, ferner bei Huber an der Vereinigungsstelle der beiden Quellbäche des Unterthalerbaches setzen in den Gneissen Gänge von silberhältigem Bleiglanze auf.

Die obersten schiefrigen Gneissvarietäten, sowie die in der folgenden Arbeit des Herrn Baron Foullon unter der Bezeichnung Albitgneisse beschriebenen schiefrigen Gesteine bilden eine Art Uebergangszone von den Gneissen zu den echten Glimmerschiefern, ein Lagerungsverhältniss, zu dem das Ergebniss der petrographischen Untersuchung sehr gut stimmt, indem z. B. bei den Albitgneissen der Gehalt an Feldspath mitunter selbst in verschiedenen Lamellen eines und desselben Handstückes so sehr variirt, dass man sie je nachdem als Gneiss oder Glimmerschiefer ansprechen muss. Aus den Albitgneissen entwickeln sich nach oben echte

Glimmerschiefer.

Eine scharfe Grenze derselben gegen die tieferen schiefrigen Gneisse lässt sich, wie aus der folgenden Darstellung des Herrn Baron Foullon ersichtlich ist, auf dem Wege der petrographischen Untersuchung nur schwer ziehen. In der Natur ist ein kleiner Anhaltspunkt dadurch gegeben, dass die Gesteine der verhältnissmässig schmalen

Albitgneisszone, in Folge ihrer auffallend dünnschiefrigen Textur, leicht zerfallen und daher leichter der Denudation unterliegen als die folgenden quarzreichen Glimmerschiefermassen. Dadurch entsteht an der Stelle, wo die Albitgneisszone durchstreicht, an allen Höhenrücken, welche von der Gneissinsel nach Nord auslaufen, eine auffällige sattelartige Depression, so hinter dem Hauser Kaibling, dem Schladminger Kaibling, Schwarzkogel, Gscheibleck etc. Dieser Depression entlang wurde auf der Karte die Grenze zwischen Gneiss und Glimmerschiefer angenommen.

Innerhalb der auf die Albitgneisszone concordant folgenden und sich, wie schon gesagt, daraus durch allmälige Uebergänge entwickelnden mächtigen Glimmerschiefermasse lassen sich eine Anzahl von Varietäten unterscheiden, die in der folgenden Arbeit des Herrn Baron Foullon näher beschrieben und rein nach petrographischen Gesichtspunkten in drei Gruppen geordnet sind. Wenn sich auch aus der relativen Position der einzelnen Punkte, welchen die untersuchten Proben entstammen, keine genaue zonare Anordnung der petrographisch unterschiedenen Gruppen erkennen lässt, so kann man doch als Regel annehmen, dass die Quarzglimmerschiefer mit Ankerit der tieferen, die epidotführenden Glimmerschiefer der höheren Abtheilung der gesammten Glimmerschiefermasse entstammen und dieselbe repräsentiren.

Untergeordnet in der Glimmerschiefermasse auftretend, und, wie es scheint, an kein bestimmtes Niveau gebunden, finden sich grössere und kleinere Lager von grünen Hornblendeschiefern von der Art wie die Probe aus dem Wildbühelthale bei Wagrein, die in der folgenden Arbeit des Herrn Baron Foullon besprochen ist, ferner grosse Lager von schönem, grosskörnigen Marmor. Das auffallendste dieser Marmorlager ist jenes, welches sich aus der Gegend von Seyfried im Sattenthale über Kochofen, Gross-Sölk, Gumpeneck, Hirscheck, zwischen Todtenkaar und Dornkaar hinüber nach dem Donnersbachthale verfolgen lässt. Ausserdem finden sich mehrere kleinere Vorkommen von krystallisirtem Kalk in der Gegend von St. Nikolai. Der Marmor bildet selbst da, wo das Lager sehr mächtig wird, keine dicken Bänke, sondern kann stellenweise eher als Marmorschiefer bezeichnet werden. Diese dünnbankige Absonderung bis Schieferung wird bedingt durch häufige Einstreuung von äusserst dünnen Lagen eines lichten Glimmers, dessen glänzende Blätter alle Schieferungsflächen in grosser Menge bedecken. Zum Theile liegen Glimmerblätter auch in der Masse des Marmors eingebettet. Im Grossen zerfällt das Marmorlager durch eingeschobene Glimmerschieferpartien an manchen Stellen in zwei, selbst in drei Abtheilungen.

Der Glimmerschiefer nimmt im Umkreise der Gneissinsel der Hohen Wildstelle grosse Flächenräume ein, am ausgedehntesten in östlicher und südöstlicher Richtung. Aber auch westlich von der Gneissinsel schiebt sich eine sehr breite Zunge von Glimmerschiefer bis in die Gegend des Klein-Arlthales vor, da wo auf den älteren Karten als Vorlage der Radstädter Tauerngebilde gegen das Ennsthal silurische Schiefer eingetragen sind. So besteht seiner Hauptmasse nach aus Glimmerschiefer der ganze Höhenrücken zwischen dem Forstau-

und Taurachthale vom Seekahrspitz bis Vorder-Foga. Desgleichen kommt in den Höhen zwischen dem Taurach- und Flachauer Thale der Glimmerschiefer auf grossen Strecken zutage, auf Vorder- und Hinter-Labeneck, sowie in der Gegend des Rosskopf und Lackenköpfel. Aus demselben Glimmerschiefer bestehen ferner die Höhen zwischen dem Flachauer und dem Kleinarlthal vom Moosereck über der Ennsquelle an bis in die nächste Nähe des Ortes Wagrein.

Jenseits des Kleinarlthales tritt jedoch eine plötzliche, auffallende Aenderung in der Beschaffenheit der Gesteine ein, und der Höhenrücken zwischen Kleinarl- und Grossarlthal, wiewohl unmittelbar im Streichen des Glimmerschiefers gelegen, besteht schon ausschliesslich aus Gesteinen der weiter unten zu beschreibenden Kalkglimmerschiefer-Gruppe, die in mächtiger Entwicklung, den Nordfuss der Gneissmasse des Ankogels begleitend, aus dem Lungau herüberstreicht und auf eine Strecke den Glimmerschiefer vollständig verdeckt. Der Glimmerschiefer kommt erst wieder in der Tiefe des Salzachthales bei Lend unter den Kalkglimmerschiefern zum Vorschein.

Von den tiefsten körnigen Gneissen an bis in die obersten Partien des Glimmerschiefers herrscht Concordanz der einzelnen Glieder, und da auch die petrographische Untersuchung eine enge Verwandtschaft aller einzelnen aus diesem stratigraphisch einheitlichen Complexe stammenden Proben nachweist, sowie allmälige Uebergänge, die sogar die Feststellung einer rationellen Grenze zwischen Gneiss und Glimmerschiefer erschweren, erscheint es wohl gerechtfertigt, diesen Schichtcomplex, trotz seiner riesigen Mächtigkeit, als eine stratigraphische Einheit unter der oben gebrauchten Bezeichnung der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe zusammenzufassen. Sie bildet in der zu beschreibenden Gegend das tiefste Glied, zugleich den Kern, das Grundskelet des ganzen Gebirges.

Die Tektonik dieser tiefsten Schichtgruppe im vorliegenden Gebiete ist eine äusserst einfache. Wir haben es in der Gegend südlich von Schladming mit einem einzigen kolossalen, tonnenförmigen Gewölbe zu thun, dessen Axe WSW-ONO verlaufend mit der Längsaxe der Gneissinsel zusammenfällt. Die grösste Erhebung zeigt dieses Gewölbe auf der Strecke zwischen Hoch-Golling und Hohe Wildstelle.

Es erübrigt uns noch schliesslich, das Verhältniss festzustellen, in dem die Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe zu jenen Schichtcomplexen steht, wie sie in der älteren Literatur ausgeschieden sind, und zu zeigen, inwieweit sich die Begriffe decken.

Verglichen mit den grossen Gruppen, welche Herr Oberbergrath Stache in seinen Studien über die paläozoischen Gebiete der Ostalpen [1]) unterschieden hat, würde die Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe ein ziemlich genaues Aequivalent der Gneissphyllit- und Quarzphyllit-Gruppe zusammengenommen sein. Eine diesen beiden Gruppen entsprechende Scheidung der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe in eine tiefere,

---

[1]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1874, pag. 135.

vorwaltend aus Gneissen, und eine höhere, aus Glimmerschiefern bestehende Unterabtheilung lässt sich auch in unserem Gebiete gut durchführen und wurde in der That auf den Karten vorgenommen. Doch liegen, wie schon oben betont wurde, diese beiden Abtheilungen in unserem Gebiete vollkommen concordant über einander und die höhere entwickelt sich durch allmälige Uebergänge aus der tieferen, so dass die beiden in der That eine einzige eng zusammengehörige Schichtreihe, eine stratigraphische Einheit bilden, zu der sich erst die unconform auflagernde Kalkglimmerschiefer-Gruppe als eine zweite ebenbürtige stratigraphische Einheit verhält.

Herr Oberbergrath Stur hat in seiner Geologie der Steiermark das Krystallinische oder die „eocoische Formation" der Steiermark in zwei grosse Abtheilungen geschieden, in die ältere und jüngere eocoische Schichtreihe. Die erstere, bestehend aus „Granit, Gneiss, Glimmerschiefer, Hornblendschiefer, körnigem Kalk, Eklogit, Serpentin, bildet in der Centralkette der Alpen die Hauptmasse der Gebirge, die ausgedehntesten und höchsten Gebirgszüge, kurz das Hauptskelet des Terrains". „Die zweite Schichtreihe, hauptsächlich aus Thonglimmerschiefern und Chloritschiefern, dann den diesen untergeordneten, oft in ausgedehnten Zügen oder mächtigen Massen auftretenden körnigen oder dichten Kalken und Dolomiten bestehend, erfüllt die muldenförmigen Vertiefungen, die die Gebirgsmassen der älteren Schichtreihe zwischen sich gelassen haben [1])."

Von diesen beiden Unterabtheilungen scheint nur die erstere im oberen Ennsthale vertreten zu sein, die zweite, unconform lagernde, dagegen zu fehlen.

II. Kalkglimmerschiefer-Gruppe.

Ganz von der vorhergehenden stratigraphisch unabhängig und abweichend in ihren petrographischen Charakteren nimmt eine zweite auch sehr mächtige Gruppe von krystallinischen Sedimentgesteinen an dem Aufbaue des vorliegenden Alpentheiles wesentlichen Antheil. Dieselbe zeichnet sich hauptsächlich dadurch aus, dass die meisten ihrer Glieder einen grösseren oder geringeren Kalkgehalt zeigen. Besonders die oberste Abtheilung dieser Gruppe besteht überwiegend aus stengeligflaserigen, kieselreichen Kalkschiefern, die auf den Schieferungsflächen stets einen reichen Glimmerbeleg zeigen. Doch brausen mitunter selbst solche Proben, die äusserlich gewöhnlichem Glimmerschiefer täuschend ähnlich sehen, lebhaft mit Salzsäure, und nur die Glieder mit Thonschieferhabitus zeigen häufig ein solches Verhalten nicht. Die Glimmerart, welche diese Schichtgruppe charakterisirt, ist vorwaltend Muscovit, wie aus der folgenden Darstellung des Herrn Baron Foullon ersichtlich, woselbst man die eingehendere Beschreibung einzelner aus dieser Gruppe stammender Proben nachsehen wolle, welche die verbreitetsten Gesteinstypen repräsentiren. Das, was hier näher besprochen und dargelegt werden soll, ist hauptsächlich nur die stratigraphische Stellung

[1]) Vergl. Stur, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, pag. 193.

der Gruppe gegenüber der bereits besprochenen, tieferen Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe und der folgenden, höheren Silurschiefer-Gruppe.

Die Gesteine der Kalkglimmerschiefer-Gruppe, soweit sie für die zu beschreibende Gegend in Betracht kommt, begleiten in einer langen, breiten Zone die nordöstliche Grenze der grossen Gneissmasse des Ankogel-Hafnerspitz. Der aus ihnen bestehende mächtige Schichtcomplex streicht parallel der angegebenen Grenze in WNW aus der Gegend von St. Michael und Mauterndorf im Lungau nahezu geradlinig bis in die Gegend der Ausgänge des Fuscher- und Kapruner-Thales. Seine grösste Entfaltung zeigt derselbe in den Thälern Rauris, Gastein, Grossarl, setzt aber nur in zwei schmalen Zügen in der Gegend zwischen Lend und St. Johann im Pongau auf das nördliche Gehänge der Salzach hinüber, während auf der weiteren Strecke von Lend aufwärts das Salzachthal die nördliche Grenze seiner Verbreitung bildet.

Da die südliche Grenze dieses Schichtcomplexes schon ausserhalb des von mir untersuchten Gebietes fällt, kann ich aus eigener Anschauung über das Verhältniss, in welchem dieser Schichtcomplex zu der Gneissmasse des Ankogels selbst steht, nicht berichten, sondern muss hierin auf die älteren Beobachtungen von Credner[1]), Stur[2]), Peters[3]) verweisen. Nach diesen Beobachtungen scheint es allerdings, wie schon Oberbergrath Stache klar hervorgehoben hat[4]), dass zwischen der eigentlichen Kalkglimmerschiefer-Gruppe (Kalkphyllit-Gruppe, Stache) und den echten Gneissen der Ankogler Masse noch vielfach zu dieser Gneissmasse selbst enge zugehörige Reste von echtem Glimmerschiefer liegen, wenn auch, wie aus den diesbezüglichen Profilen von Lipold, Stur und Credner sich ergibt, die Mächtigkeit dieser Reste nur eine sehr geringe ist. Diese Reste entsprechen bezeichnenderweise der tiefsten sich aus den Gneissphylliten entwickelnden Partie der Glimmerschieferabtheilung der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe. Das, was also am Nordabfalle der Ankogler Masse zur Vollständigkeit dieser tiefsten Gruppe fehlt, ist die obere Partie der mächtigen Glimmerschieferabtheilung derselben. An deren Stelle findet man die Kalkglimmerschiefergruppe. Es läge nun nahe, nach diesem Verhältniss der scheinbaren Stellvertretung die Kalkglimmerschiefer-Gruppe für ein in abweichender Facies entwickeltes Zeitäquivalent der oberen Partie der Glimmerschieferabtheilung der ältesten Gruppe zu halten. Dieser Annahme widersprechen jedoch die Lagerungsverhältnisse, wie man sie entlang der nördlichen Grenze der Kalkglimmerschiefer-Zone beobachtet, welche Grenze schon grösstentheils in das hier besprochene Gebiet fällt.

Im Gasteiner- und Grossarl-Thale, wo der mächtige Complex der Kalkglimmerschiefer-Gruppe am besten und vollständigsten aufgeschlossen ist, besteht derselbe aus einem reichen Wechsel von

---

[1]) Credner, Centralkette der Alpen in Oberkärnten und Salzburg, Leonh. u. Geinitz, Jahrbuch für Mineralogie, 1850, pag. 513.

[2]) Stur, Geologische Beschreibung der Centralalpen zwischen Hoch-Golling und Venediger. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 818.

[3]) Peters, Geologische Verhältnisse des Oberpinzgaues, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 766.

[4]) Stache, Paläozoische Gebiete der Ostalpen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt 1874, pag. 158.

concordant übereinanderfolgenden und gleichmässig ziemlich steil NNO einfallenden Straten. Die tiefste Abtheilung bilden Kalkglimmerschiefer und Kalkthonschiefer im Wechsel mit chloritisch aussehenden grünlichen Schiefern. Sodann folgen bald kalkfreie, bald kalkhältige Thonglimmerschiefer, welche eine mittlere Abtheilung vorwiegend zusammensetzen. Den Abschluss des ganzen Complexes nach oben bildet endlich eine mächtige und auch landschaftlich stark vortretende Abtheilung, welche vorwiegend aus dunkelgrauen, kieseligen Kalkschiefern besteht, deren Schieferungsflächen alle mit lichten, kleinen Glimmerblättchen belegt sind. Handstücke zeigen fast ausnahmslos eine stengelig-flaserige, holzartige Textur. Diese mächtige, schwer verwitternde und hohe, zackige Gipfel bildende oberste Partie der Kalkglimmerschiefer-Gruppe ist die Ursache, dass die Eingänge in die Thäler von Rauris, Gastein, Grossarl so hoch über der Thalsohle der Salzach liegen. In dieses Glied sind auch die vielbesuchten, wildromantischen engen Schluchten (Klammen) eingewaschen, durch welche die Bäche der genannten Thäler im jähen Falle zur Salzach abwärts stürzen, wie die Liechtensteinklamm bei St. Johann, die Gasteiner Klamm bei Lend, das Kitzloch bei Taxenbach.

Dieser mächtige Kalkschieferzug lässt sich, den steilen Südabhang des Salzachthales und Wagreiner Baches bildend, aus der Gegend von Taxenbach bis in das Kleinarlthal continuirlich verfolgen und endigt im grossen Ganzen mit dem Kitzstein SW von Wagrein. Ein kleiner letzter Ausläufer zieht sich vom Kitzstein quer über das Kleinarlthal unmittelbar bei dem Orte Mittel-Kleinarl und endigt unter dem Moosereck über dem Ennsursprungthale. Nordöstlich dieses Streifens bestehen die Berge zwischen Kleinarlthal und Flachauer Thal, wie Wildbühel, Saukahrkogel, Griesskarleck plötzlich durchwegs aus Gesteinen der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe, speciell aus quarzreichen, welligen Glimmerschiefern, wie sie für die tiefere Partie der Glimmerschieferabtheilung der genannten Gruppe charakteristisch sind. An der richtigen Deutung dieses Glimmerschiefers ist umsoweniger zu zweifeln, als er nach Osten direct mit dem Glimmerschiefermantel der oben beschriebenen Gneissinsel zusammenhängt. An diesen älteren Untergrund stossen im Kleinarlthale die letzten Ausläufer der obersten Abtheilung des Kalkglimmerschiefer-Complexes unvermittelt an. Die Anlagerungsgrenze ist eine etwas unregelmässige und zieht aus der Gegend von Wagrein am rechten Hange des Kleinarlthales gegen Moosereck, wo sie unter der jüngeren Bildung der Radstädter Diploporen-Kalke auf längere Strecke verschwindet. Erst südlich der Kalkmasse der Radstädter Tauern im Twenger Thale wird sie auf eine kurze Strecke zwischen Tweng und Mauterndorf wieder frei. Auch hier grenzt die Kalkglimmerschiefer-Gruppe, die nur in ihrer tieferen Abtheilung erhalten ist, in discordanter Weise an den Glimmerschieferrücken des Gurpetscheck, zum Theile selbst an Gneiss, der bei Mauterndorf in der Gegend des Kesselhammers auf eine kurze Strecke unter dem Glimmerschiefer zum Vorschein kommt. Die Discordanz ist hier eine sehr augenfällige, denn auf der einen Seite bildet der vorwiegend aus Glimmerschiefer bestehende Rücken des Gurpetscheck einen Theil

des Südflügels des oben beschriebenen grossen, tonnenförmigen Gewölbes von Gneiss-Glimmerschiefer und seine Schichtmasse fällt demgemäss flach SSO ein. Andererseits streicht aber die ganze aus Kalkglimmerschiefer bestehende Schichtmasse des nächsten, orographisch ziemlich parallelen Höhenrückens zwischen dem Twenger und Zederhaus-Thale, wie man besonders in letzterem Thale, aber auch auf dem Abhange gegen Tweng, ausgezeichnet sehen kann, rein NW und fällt ziemlich steil NO ein. Die Höhenrücken zu beiden Seiten des Twenger Thales bestehen sonach aus ganz verschiedenen Gesteinen in vollkommen von einander abweichender Lagerung. Der eine Höhenrücken bildet einen integrirenden Bestandtheil des tonnenförmigen Gneiss-Glimmerschiefergewölbes des Schladminger Gebirgskernes, der andere Rücken bildet einen ebenso integrirenden Theil des Kalkglimmerschieferzuges, der die Ankogler Masse begleitet. Im Twenger Thale stossen diese zwei ganz fremden Elemente, wie nicht anders zu erwarten, in discordanter Weise an einander.

Es ist auffallend, dass in dem Lungauer Antheile der Kalkglimmerschieferzone jene mächtigen Massen von kieselreichen Kalkschiefern, welche, wie wir gesehen haben, im Pongau den Kalkglimmerschiefer-Complex nach oben abschliessen, grossentheils fehlen. Dafür stellen sich aber im oberen Theile des Twengthales und im Lantschfeld, zum Theile auch auf dem Kamme des Bergzuges zwischen dem Tweng- und Zederhausthale, z. B. auf dem Klein-Lanschütz und Speiereck, als oberstes Glied der Gruppe mächtige Quarzitschiefer ein, die in ihrem äusseren Habitus, d. h. in Bezug auf die stengelig-flaserige Textur sowohl als den eigenthümlichen lichten Glimmerbeleg auf den Schieferungsflächen, die auffallendste Analogie mit den Kalkschiefern im Pongau zeigen. Sie enthalten jedoch nur selten Kalk und von den Proben brausen nur einzelne schwach mit Salzsäure. Lagerung, Mächtigkeit und äusserer Habitus stimmen jedoch derart, dass man diese Quarzitschiefer, trotz ihrer abweichenden mineralogischen Beschaffenheit, nur für ein Aequivalent der Kalkschiefer auffassen kann.

Als Einlagerung in den Quarziten, und zwar am häufigsten gegen die untere Grenze derselben auftretend, finden sich talkartig anzufühlende, sehr dünnblätterige, seidenglänzende Schiefer, die, wie z. B. die im folgenden Aufsatze des Herrn Baron Foullon beschriebene Probe vom Zauchsee und jene unter dem Gipfel des Sonntagskogels, reine Muscovitschiefer sind, eine für die Kalkglimmerschieferzone charakteristische Schiefervarietät.

Die Quarzitschiefer sind auch nördlich von der grossen Kalkmasse der Radstädter Tauern auf der Pongauer Seite sehr stark verbreitet und bilden hier ganz unregelmässig begrenzte und unconform der alten Glimmerschieferbasis unmittelbar aufruhende Lappen. In dieser ihrer unregelmässigen Lagerung und Verbreitung zeigen sie die grösste Analogie mit den später zu beschreibenden Diploporen-Kalken. (Vergl. Prof. I und II, Taf. XI.)

Ihre grösste Entwicklung im Norden der Kalkmasse der Radstädter Tauern zeigen die Quarzitschiefer zu beiden Seiten des Taurachthales und bilden auf dem rechten Hange die Weisse Lahn über

der Gnadenalm, ferner die grossen imposanten Felsmassen des Geisstein, und ziehen in einzelnen Lappen vom Geissteinkopf bis nahezu in die Tiefe des Forstauthales, auf dessen rechtem Hange sich unter der Mahralpe auch noch ein kleiner Lappen, an den älteren aus Glimmerschiefer bestehenden Hang angelehnt, erhalten hat. Auf dem linken Hange des Taurachthales bilden die Quarzite die Kuppe des Spatzeck und ziehen sich von da über Bärenstaffel und Leckriedel bis zu dem kühn vorspringenden Strimskogel. Eine dritte, grössere Partie findet sich zu beiden Seiten des Flachauer Thales, gleich hinter dem Orte Flachau. Dieselbe ist durch die Thalrinne in zwei Theile zerschnitten und auf dem rechten Hange, wo der Eibenberg und Scharwandspitz aus den Quarzitschiefern besteht, zum Theile von einer nahezu bis in die Tiefe des Flachauer Thales reichenden jüngeren Kalkpartie maskirt. (Vergl. Prof. I. Taf. XI.)

Leider besteht kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der letzterwähnten Partie von Quarzitschiefer im Flachauer Thale und der Endigung des oben beschriebenen Pongauer Kalkschieferzuges. Zwischen beiden schiebt sich der schon oben erwähnte, aus altem Glimmerschiefer bestehende Rücken des Wildbühel-Grieskaareck als westlichster Ausläufer des Schladminger Gneiss-Glimmerschiefergewölbes. Indess findet man in der Gegend des Grafenberges, SW von Wagrein, am östlichen Ende des Pongauer Kalkschieferzuges, die typischen Kalkschiefer, wie sie die Kuppen des Kitzstein, Sonntagkogels, Arlberg bilden in der innigsten Verbindung mit Quarzitschiefern, welche, durch Uebergänge vermittelt, sich nach unten aus den Kalkschiefern entwickeln und am deutlichsten in einem prallen Schroffen über dem Gute Höllenstein südlich von Wagrein anstehen. Auch in dem tiefer einschneidenden Sattel zwischen Kitzstein und Sonntagkogel, bei der Alpe Rohrmoos, kommen die Quarzite unter den Kalkschiefern zum Vorschein. Weiter nach Westen, in den Thälern von Grossarl, Gastein, Rauris scheint die quarzitische Entwicklung ganz zu verschwinden.

Dieser innige Verband der Quarzitschiefer mit den Kalkschiefern im Kleinarlthale, die oben erwähnten Einlagerungen von echten Muscovitschiefern in den Quarziten, die übereinstimmende stratigraphische Position einerseits der Quarzite im Lungau und andererseits der kieselreichen Kalkschiefer im Pongau als oberstes Glied der Kalkglimmerschiefer-Gruppe, ferner die grosse Uebereinstimmung dieser beiden Bildungen in der Art der Glimmerführung und daher in der Textur sind wohl geeignet, die Annahme zu rechtfertigen, dass wir es hier mit zwei verschiedenen Facies des gleichen Horizontes zu thun haben, von denen die quarzitische im Osten, die kalkige im Westen herrschend auftritt. Das Kleinarlthal würde so ziemlich die Grenze der Verbreitungsgebiete der beiden Ausbildungsformen bezeichnen.

Nun liegt aber entlang der nördlichen Grenze des Kalkglimmerschieferzuges dieses mächtige, in zwei verschiedenen Facies entwickelte oberste Glied der Kalkglimmerschiefer-Gruppe unmittelbar über und an einem verhältnissmässig tiefen Gliede der älteren Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe, nämlich über der unteren quarzreichen Partie der Glimmerschiefer-Abtheilung dieser Gruppe. Zur Vollständigkeit der im

Gebiete auftretenden Schichtverbände fehlt hier also nicht nur die obere Partie der Glimmerschiefer-Abtheilung, sondern es fehlt auch zugleich die weitaus grössere untere Hälfte der mächtigen Kalkglimmerschiefer-Gruppe, wie sie im Lungau unter den Quarziten und in den Thälern Grossarl, Gastein, Rauris unter den Kalkschiefern auftritt. Die Lücke ist also an der Nordgrenze der Kalkglimmerschieferzone viel grösser als an der Südgrenze derselben gegen den alten Kern der Ankoglermasse, wo nur die obere Partie der Glimmerschiefer-Abtheilung fehlt.

Diese unregelmässige Lagerung der Kalkglimmerschiefer-Gruppe und Lückenhaftigkeit in der Schichtfolge liesse sich nur so erklären, dass man annimmt, die Sedimentfolge der Kalkglimmerschiefer-Gruppe sei schon ursprünglich in einer mitten zwischen den beiden alten Bodenerhebungen des Ankogels und der Hohen Wildstelle verlaufenden, zum Theile erodirten Mulde, also über einem unebenen Boden, zur Ablagerung gekommen. Das von der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe gebildete alte Bodenrelief war also schon ursprünglich für die Verbreitung der Ablagerungen der Kalkglimmerschiefer-Gruppe massgebend und bestimmend, kurz, die letztere liegt unconform über der ersteren.

Verglichen mit den Gruppen, welche in der älteren Literatur über die krystallinische Zone der Ostalpen unterschieden wurden, entspricht die Kalkglimmerschiefer-Gruppe so ziemlich genau der „Kalkphyllit-Gruppe“ Stache[1]), deckt sich also nur theilweise mit dem alten Begriffe der „Schieferhülle“ Stur[2]), in welcher, wie schon Oberbergrath Stache (l. c. pag. 158) gezeigt, auch Theile der tieferen Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe mit inbegriffen wurden.

Von dem Verhältnisse der Kalkglimmerschiefer-Gruppe zu der folgenden Silurgruppe, sowie von dem Umstande, dass ein Theil der Kalkglimmerschiefer-Gruppe in den älteren Arbeiten mit den Radstädter Tauerngebilden vereinigt wurde, soll weiter unten die Rede sein.

III. Silurgruppe.

Eine dritte, von den beiden vorhergehenden stratigraphisch ganz unabhängige Gruppe bilden die Grauwacken- oder Silurschiefer. Dieselben treten in einer je nach Umständen breiteren oder schmäleren Zone am Nordrande des aus den beiden vorbeschriebenen Gruppen bestehenden krystallinischen Gebirges auf. Ihre grösste Breite für die in Rede befindliche Gegend erlangt diese nahezu OW streichende Zone in der Gegend von Radstadt und St. Johann im Pongau. Von da ab verschmälert sie sich sowohl nach Osten wie nach Westen und keilt in ersterer Richtung in der Gegend von Irdning sogar auf eine Strecke ganz aus, während sie im Westen, nach ihrer grössten Verschmälerung im oberen Glemmthale, in der Gegend von Kitzbühel noch einmal etwas breiter anschwillt, um sich sodann in der Richtung gegen das Innthal rasch auszuspitzen.

[1]) Stache, Paläozoische Gebiete der Ostalpen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1874, pag. 157.

[2]) Stur, Geologische Beschreibung der Centralalpen zwischen Hoch-Golling und Venediger. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 829.

Die hauptsächlichsten Gesteinstypen, welche diese Zone bilden, sind in der folgenden Arbeit des Herrn Baron Foullon eingehender beschrieben. Die Hauptmasse bilden Muscovitschiefer, in welchen untergeordnet Lager von Glimmerchloritoidschiefern, Dioritschiefern, feldspathführenden Gesteinen und graphitischen Schiefern, sowie Linsen von bald grob-, bald feinkörnigen Magnesiten ohne bestimmte Regel eingelagert erscheinen.

Interessant ist die Thatsache, dass die Silurgesteine ausschliesslich an den Aussenrand des krystallinischen Gebirges beschränkt sind und nirgends in unserer Gegend innerhalb des krystallinischen Gebirges selbst auftreten. Da aber der Aussenrand des krystallinischen Gebirges nicht etwa von einem bestimmten Gliede, sondern je nach Umständen von den verschiedensten Gliedern der beiden vorbeschriebenen krystallinischen Gruppen gebildet wird, stosst die Silurzone an ihrer südlichen Grenze jeweilen an dasjenige Glied, welches gegen den Rand ausstreicht. Die Silurgesteine zeigen sich also in ihrer Verbreitung nur abhängig von dem Verlaufe des alten Steilrandes des krystallinischen Gebirges, ohne sich auch nur im geringsten um das Alter des Gliedes zu kümmern, welches jeweilen diesen Rand bildet, oder mit anderen Worten, die Silurgesteine lagern unconform dem krystallinischen Gebirge an. (Vergl. Prof. I, Taf. XI.)

Auf der Strecke vom Ausgange des Sölkbaches bis Schladming schneidet das Ennsthal den Glimmerschiefermantel, der die Gneissmasse der Hohen Wildstelle regelmässig umgibt, schief an, so dass in der Richtung von Schladming gegen Sölk hin immer jüngere, höhere Lagen von Glimmerschiefer gegen das Ennsthal ausstreichen. Ganz unbekümmert um diesen beständigen Wechsel, sich also quer einem Schichtenkopfe anlegend, zieht parallel der Enns, den Fuss des krystallinischen Gebirgsrandes begleitend, ein schmaler Zug von Silurschiefern. Auf der Strecke Schladming-Wagrein grenzen die Silurgesteine ganz unvermittelt an die tieferen, quarzreichen Glimmerschiefer. Bei Wagrein selbst ist diese unconforme Grenze auf eine kurze Strecke durch einen Tertiärlappen maskirt. Von Wagrein westlich bis nach St. Johann im Pongau und darüber hinaus wird der alte Gebirgsrand, wie wir oben gesehen haben, von dem obersten mächtigen Gliede der Kalkglimmerschiefer-Gruppe gebildet, die hier plötzlich an den Rand herantritt, und die Silurschiefer liegen nun an dieser ihrem Alter nach total anderen Basis ebenso unvermittelt an, wie in ihrem weiteren Verlaufe nach Osten dem Glimmerschiefer der ältesten Gruppe.

Weiter westlich im Salzachthale bildet auch wieder der unter der Kalkglimmerschiefer-Gruppe zum Vorschein kommende Glimmerschiefer grossentheils die südliche Grenze der Silurzone, und es ist sonach hauptsächlich nur in der Gegend von St. Johann, wo der günstige Fall eintritt, dass auf eine kurze Strecke die Silurschiefer mit dem obersten Gliede der Kalkglimmerschiefer-Gruppe in unmittelbare Berührung kommen, demnach der einzige Punkt, wo wir über das Verhältniss, in dem die beiden Gruppen zu einander stehen, Auskunft erhalten können.

Es wurde bereits erwähnt, dass auf der Strecke Wagrein-St. Johann die im Wagreiner Bache ziemlich tief aufgeschlossenen

Silurschiefer am Nordabhange des Höhencomplexes Arlberg-Sonntagkogel-Grafenberg, der den östlichsten Ausläufer des obersten Gliedes der Kalkglimmerschiefer-Gruppe bildet, unvermittelt und discordant angelagert sind. Schon hieraus ergibt sich sowohl das jüngere Alter, wie auch die stratigraphische Unabhängigkeit der Silurschiefer von der viel älteren Kalkglimmerschiefer-Gruppe. Viel bezeichnender ist aber noch das Verhältniss, in welchem die Silurschiefer zu den beiden oben bereits erwähnten isolirten Kalkschieferzügen stehen, die nördlich der Salzach als echte Klippenzüge von Kalkschiefer mitten im Silurgebiete auftreten. Der südlichere der beiden Kalkschieferzüge lässt sich aus der Gegend von Goldegg über den Eschenauer Kogel nach dem Klingspitz verfolgen und liegt unmittelbar über Glimmerschiefer. Der nördlichere setzt zwischen Halldorf und Grafendorf, südlich von St. Johann, quer über das Salzachthal an der Stelle, wo der Fluss plötzlich nach Nord wendet. Derselbe bildet den Grat des Hoch-Glockner und verschwindet im Streichen am rechten Gehänge des Putzengrabens unter den Silurschiefern des Hochegg. Seine Schichten fallen, wie man besonders an dem Aufschlusse im Salzachthale sieht, sehr steil südwestlich ein, ja sind im Putzengraben beinahe senkrecht aufgerichtet. Dagegen zeigen die Silurschiefer des Wengerbachthales, welche südlich in der Gegend von St. Veit an den Kalkschieferzug des Hoch-Glockner discordant anstossen, eine ziemlich flache Lagerung. Diese flache Lagerung sieht man am besten an den für die Silurgruppe so bezeichnenden Magnesiteinlagerungen, wie sie in der Gegend von St. Veit und Goldegg für technische Zwecke abgebaut werden. Ebenso discordant fallen die nördlich an den Kalkschieferzug angrenzenden Silurschiefer der Mühlbacher Gegend steil nach NO ein. Der Kalkschieferzug des Hoch-Glockner ist sonach auf beiden Seiten von discordant anliegenden Silurschiefern begrenzt; er bildet eine wahre Klippe im Silurgebiete, also ein fremdes Element und keineswegs einen integrirenden Bestandtheil der silurischen Schichtgruppe, wie dies z. B. in den älteren Arbeiten von Lipold[1]) angenommen erscheint, wo die Kalkschiefer des Hochkling und des Hoch-Glockner den Grauwackenkalken beigezählt sind.

Soweit man also auf der kurzen Strecke, auf welcher in der Gegend von St. Johann die Silurgruppe mit dem obersten Gliede der Kalkglimmerschiefer-Gruppe in unmittelbare Berührung kommt, Aufschluss erhalten kann, zeigt sich, dass die Silurschiefer diesem obersten Gliede der höheren krystallinischen Gruppe unconform an- und auflagern, sonach viel jünger seien als diese.

Die Silurschiefer mit ihren charakteristischen Einlagerungen haben eine ganz bedeutende Mächtigkeit. Die seit lange bekannten, darin bei Dienten vorgefundenen Silurpetrefacte stammen aus einem verhältnissmässig sehr hohen Niveau der silurischen Schichtreihe, und es ist daher gar nicht zu verwundern, wenn dieselben, wie die Untersuchungen von Oberbergrath Stache erst in jüngster Zeit neuerdings bestätigt haben [2]),

---

[1]) Lipold, Grauwackenformation und Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 377.

[2]) Stache, Elemente zur Gliederung der Silurbildungen der Alpen. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1884, pag. 26.

zum grössten Theile mit Formen übereinstimmen, die für das obersilurische System Böhmens, speciell für die Abtheilung e_2 des Barrande-schen Stockwerkes E charakteristisch sind.

IV. Diploporenkalk der Radstädter Tauern.

Die Thatsache, dass in der Gegend der Radstädter Tauern grosse Kalk- und Dolomitmassen, inselartig mitten im krystallinischen Gebiete auftretend, sich wesentlich an dem Aufbaue des Gebirges betheiligen, war schon den ältesten Alpengeologen bekannt und findet demgemäss auch auf Haidinger's erstem Entwurfe einer geognostischen Uebersichtskarte der österreichischen Monarchie (1845) deutlichen Ausdruck. Doch waren es erst die eingehenderen Untersuchungen von Stur[1]), Lipold[2]) und Peters[3]) im Jahre 1853, durch welche die Gegend, deren Besprechung den Gegenstand vorliegender Zeilen bildet, genauer bekannt wurde. Insbesondere ist es die erstgenannte, sämmtliche Resultate der Aufnahmen der ersten Section aus dem Jahre 1853 zusammengreifende Arbeit von Oberbergrath Stur, sowie die diesbezüglichen Stellen der „Geologie der Steiermark" desselben Autors, welche man, da seither keine neueren Untersuchungen gemacht wurden, als Grundlage aller ferneren Arbeiten über den geologischen Bau der Gegend betrachten muss.

In der citirten Arbeit des Oberbergrathes Stur (pag. 833) erscheint unter der Bezeichnung „Radstädter Tauerngebilde" eine Schichtgruppe ausgeschieden, in welcher nicht weniger als siebzehn petrographisch verschiedene Elemente vereinigt sind. Es sind vorherrschend Schiefer und Kalke. Doch scheinen unter den Radstädter Schiefern sowohl wie unter den Radstädter Kalken ursprünglich vielfach unzusammengehörige Elemente mit inbegriffen worden zu sein. Ursache davon ist wohl nur die auf den ersten Blick äusserst verworrene Lagerung, welche die transgressiv, daher unconform über der krystallinischen Basis aufruhenden sedimentären Bildungen der Radstädter Tauern zeigen. Dass dem so sei, zeigen die einleitenden Bemerkungen des Herrn Oberbergrathes Stur über die Lagerung der Radstädter Tauerngebilde, wo es (pag. 833) unter Anderem heisst: „Das Vorkommen der verschiedensten Gesteine körniger, schiefriger, dichter, dolomitischer Kalke und Dolomite auf einem kleinen Raume, Gesteine, die man bald der krystallinischen, bald der Uebergangsformation oder den Alpenkalken zuzuzählen geneigt wäre — unter Verhältnissen, wo nicht nur die scheinbar erkannten drei Formationen ganz in verkehrter Lagerung, also umgestürzt vorkommen, sondern wo man alle möglichen Lagerungscombinationen dieser drei vermeintlichen Formationen zu wiederholtenmalen beobachten kann — bestürzt den Geologen dermassen, dass er

[1]) Stur, Geologische Beschreibung der Centralalpen zwischen Hoch-Golling und Venediger. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 818.

[2]) Lipold, Grauwackenformation und Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. Ibid. pag. 369.

[3]) Peters, Geologische Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Ibid. pag. 808.

für den ersten Augenblick an den anderswo gesammelten Erfahrungen zu zweifeln anfängt."

Es darf auch nicht verwundern, dass zu einer Zeit, wo man sich bemühte, regelmässige Lagerungsverhältnisse zu sehen, derlei gehäufte Unregelmässigkeiten verwirrend wirken mussten und daher der Fall leicht eintreten konnte, dass in die unterschiedenen Schichtgruppen mitunter Glieder einbezogen wurden, die in keinem stratigraphischen Verbande mit denselben stehen. Ohne den Begriff der transgressiven Lagerung ist es kaum denkbar, sich Rechenschaft zu geben von der Möglichkeit einzelner Profile, wie sie in dem Gebiete vorkommen, ohne dabei in unlösbare Widersprüche zu gerathen.

In der späteren Geologie der Steiermark (1871) erscheint der Begriff der Radstädter Tauern-Gebilde demgemäss auch etwas restringirt und als Radstädter Schiefer vorherrschend nur schwarze, matte, thonige Schiefer angeführt, welche dem Reingrabener Schiefer ähnlich sind. Von den Kalken werden speciell solche dichte Varietäten betont, welche sich mit den triasischen Kalken und Dolomiten vergleichen lassen. Diese Reduction des Begriffes der Radstädter Tauerngebilde entpricht auch in der That sehr gut dem wirklichen Thatbestande, nur mit der weiteren Bemerkung, dass dann die Kalke das tiefere, die Schiefer in der engeren Fassung das höhere Glied bilden, wie dies von mir anderwärts[1]) bereits nachgewiesen und überdies gezeigt wurde, dass diese Schiefer selbst unconform über den Diploporenkalken lagern, eine stratigraphisch selbstständige Gruppe bildend.

Aus dem älteren Begriffe der Radstädter Tauern-Gebilde auszuscheiden sind jedoch die der älteren krystallinischen Basis zugehörigen Glimmerschiefer, Strahlsteinschiefer und Chloritschiefer, welche allerdings überall in der Basis der Kalke erscheinen und daher zu der Auffassung führen mussten, dass die Schiefer eine tiefere Abtheilung bilden als die Kalke. Unter den Kalken sind es aber in erster Linie die (pag. 835 l. c.) angeführten „grauen, gestreiften Kalkschiefer" mit einem lichten Glimmerbelege auf den Schieferungsflächen, welche, wie wir oben gesehen haben, das oberste, mächtige Glied der Kalkglimmerschiefer-Gruppe bilden und mit den eigentlichen Radstädter Kalken nichts zu thun haben. Wird dieses mächtige und weite Strecken einnehmende Glied ausgeschieden, dann erfährt auch die als untertriadisch auf der Uebersichtskarte ausgeschiedene Fläche eine sehr wesentliche Reduction.

Die eigentlichen Radstädter Kalke oder Diploporen-Dolomite reichen dann in westlicher Richtung nur bis in die Gegend des Grossarlthales. Ihre letzte mächtige Entwicklung zeigen sie in dieser Richtung noch in der Gegend des Tappenkahrs, im obersten Theile des Kleinarlthales, wo sie, in grosser Menge Diploporen führend, einerseits die Masse des Faulkogels, andererseits den Draugstein zusammensetzen und mit einer grösseren isolirten Kuppe über der Alpe Filzmoos im oberen Elmauthale im grossen Ganzen abschliessen. Einzelne isolirte, kaum nennenswerthe Reste von Diploporen-Dolomit finden sich im weiteren Verfolge nach Westen, ganz unconform

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1882, pag. 310.

in verschiedenster Höhe der krystallinischen Basis aufruhend, auf dem Saukahrkogel, unter dem Ahnstein und unter dem Gipfel des Schuhflicker im Grossarlthale, ferner ein kleines, isolirtes Vorkommen in der Tiefe des Salzachthales bei Lend und ein ähnliches, noch kleineres Vorkommen am Ausgange des Fuscherthales am linken Hange in der Vorfusch, sowie in dem Graben ober Meyer-Einöd zwischen Fuscher- und Kaprunerthal. Dagegen bestehen die den Südhang des Salzachthales und Wagreiner Baches begleitenden Höhen des Kitzstein-Arlberg zwischen Klein- und Grossarlthal, Heukaareck, Arlspitz, Hasseck, Klammberg zwischen Grossarl- und Gasteinerthal, sowie Rauchkögerl, Bernkogel, Anthaupten zwischen Gasteiner- und Rauriserthal, durchwegs aus dem obersten mächtigen Gliede der Kalkglimmerschiefer-Gruppe, zu dem sich die Diploporen-Dolomite der Radstädter Tauern als ein vollkommen fremdes, stratigraphisch ganz unabhängiges Glied verhalten.

Wie schon erwähnt, zerfallen die Radstädter Tauerngebilde, selbst in der engeren Fassung, also nach Ausscheidung der fremden Elemente, in zwei stratigraphisch unabhängige oder disparate Schichtfolgen. Von diesen besteht die tiefere und weitaus mächtigere fast ausschliesslich aus dolomitischen Diploporenkalken, welche unconform auf der älteren krystallinischen Basis aufruhen, d. h. sich um das Alter des Gliedes, auf dem sie jeweilig liegen, nicht im geringsten kümmern. Dieses interessante Verhältniss ist um so leichter zu constatiren, als die ehemals wohl eine zusammenhängende Masse bildende Kalkablagerung heute, besonders an den Rändern des unregelmässig begrenzten Beckens, in dem sie ursprünglich zur Ablagerung kam, durch Erosion in eine ganze Anzahl von isolirten Lappen aufgelöst ist, und man sonach zwischen der Kalkdecke durch in den Thalrissen den Wechsel der die Basis bildenden krystallinischen Gesteine bequem beobachten kann. So ruht, um ein klares Beispiel zu wählen, die östlichste isolirte Partie dieser Kalke, die des Kalkspitz an der steierisch-salzburgischen Grenze, zum Theile direct auf Gneiss, wie dies im obersten Weissbriachthale beim Oberhüttensee und gegen den Hundsfelderpass zu, ebenso auf der Ursprungalpe und theilweise auch beim oberen Giglersee der Fall ist. Zum Theile liegt die Kalkmasse des Kalkspitz auf Glimmerschiefer, so entlang ihrer südlichen Grenze gegen Mentenkaar- und Gamskaarlspitz im oberen Weissbriachthale und gegen den Nebelspitz über der Ursprungalpe. Auf der Ostseite, zwischen Ursprungalpe und Giglersee, liegt endlich dieselbe Kalkpartie auf einem Reste von zum Theile kalkigen, zum Theile quarzitischen Schiefern der Kalkglimmerschiefer-Gruppe, die auch nördlich vom Mentenkaar an einer kleinen Stelle unter dem Kalke zum Vorschein kommen. Denkt man sich die Kalkmasse des Kalkspitz entfernt und fasst nur den krystallinischen Untergrund ins Auge, dann hat man ein tiefes, in die Bildungen der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe bis auf die Gneissabtheilung erodirtes Kahr vor sich, auf dessen Grunde eine Partie von Quarzitschiefer liegt. Die Wandhöhe dieses Kahrs wird durch die Spitzen der krystallinischen Höhen dargestellt, welche die Kalkpartie des Kalkspitz im Kreise

rings umgeben, wie Klausberg, Kamp, Wetternberg, Mentenkaarspitz, Gamskaarlspitz, Hundskogel. Diese Spitzen sind zum Theile ebenso hoch, zum Theile sogar höher als die beiden Gipfel der Kalkspitzmasse, welche, bei ziemlich flacher Lagerung ihrer Schichten, das von den genannten Höhen umrandete Erosionskaar auffüllt. (Vergl. Prof. III, Taf. XI.)

Zu ganz demselben Resultate kommt man auch in Bezug auf die Lagerung der grossen, zusammenhängenden Kalkmasse der eigentlichen Radstädter Tauern, wie sie in vorherrschender Erstreckung von Ost nach West durch die schroffen, kahlen Gipfel Kesselspitz, Glöcknerin, Pleisslingkeil, Permut, Mooser Mandel, Faulkogel, Rothhorn und Draugstein bezeichnet wird. Auch diese Kalkmasse liegt klar in einer muldenförmigen Vertiefung der krystallinischen Basis, dieselbe auffüllend, und wird in Nord und Süd von zu bedeutender Höhe ansteigenden krystallinischen Höhen begleitet. (Vergl. Prof. I, IV und V, Taf. XI.)

An ihrer südlichen Grenze im Lantschfeld und obersten Zederhausthale ruht die grosse Kalkmasse der Radstädter Tauern auf den Bildungen der Kalkglimmerschiefer-Gruppe, und auf der gleichen Basis ruhen auch die vielen isolirten Kalklappen zwischen dem Twenger und Zederhausthale, von denen die bedeutendsten die Gruppe des Hochfeind und die Masse des Weisseneck sind. Entlang der Nordgrenze lehnen die zum Theile an Diploporen sehr reichen Kalkmassen an dem aus altem Glimmerschiefer bestehenden Hange des Gurpetscheckzuges, gegen Hundsfeld hin sogar zum Theile an Gneiss, der hier auf einer Strecke unter dem Glimmerschiefer zum Vorschein kommt. Entlang der Tauernpasshöhe bis Pleissling ist die unconforme Grenze durch die später zu besprechende jüngere Schiefergruppe verdeckt. Doch sieht man im oberen Flachauerthale die mit der grossen Kalkmasse der Radstädter Tauern unmittelbar zusammenhängenden Ausläufer des Benzeck und der Arche unmittelbar über altem Glimmerschiefer aufruhen, der z. B. bei der Alpe Höch nördlich unter der Arche sehr schön aufgeschlossen ist. Im obersten Zauchthale grenzen die Kalkmassen unconform an die Quarzitschiefer des Leckriedel. In gleicher Weise liegen die isolirten Kalkpartien im unteren Flachauer- und Zauchthale unconform zum Theile an Quarzitschiefern, wie die Kalkmasse des Lackenkogels auf den Quarzitschiefern des Eibenberges, zum Theile aber über Glimmerschiefer, wie die drei isolirten Kalkpartien am rechten Hange des Zauchthales an den Glimmerschieferhöhen des Kohlbrand und Labeneck. Endlich liegt der lange, schmale Zug von Diploporen-Dolomit, der aus der Gegend von Altenmarkt, der Enns entlang, bis in die Gegend des Resingberges bei Weissenbach verläuft und im Mandlingpasse von der Enns durchbrochen wird, unconform über den Schiefern der silurischen Gruppe.

Die Diploporenkalke lagern also je nach Umständen unconform über den verschiedensten Gliedern aller drei bisher aufgezählten älteren Schichtgruppen, über Gneiss, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Quarzitschiefer, Silurschiefer, und füllen überall vor Ablagerung derselben bestandene Erosionsmulden der älteren Basis auf. Würde man

sich die Kalke wegdenken, so stellt der unter ihnen gleichsam conservirte krystallinische Untergrund das gewöhnliche Bild einer durch Erosion modellirten Landschaft vor. Am instructivsten und am leichtesten in Bezug auf das eben angegebene Verhältniss hin zu prüfen sind wegen der leichteren Uebersicht besonders die kleineren Kalkpartien, wie z. B. die des Kalkspitz oder jene Partie, die gleich unmittelbar hinter dem Orte Untertauern das Taurachthal absperrt, indem sie den Fond desselben theilweise auffüllt[1]).

Die Diploporenkalke folgen unmittelbar über der krystallinischen Basis und sind ihrer ganzen Masse nach so ziemlich gleichmässig entwickelt. Nur an wenigen Stellen, wie z. B. am Eingange in die Schlucht hinter Untertauern und an einigen Stellen im Lantschfelde zeigen die dunkelgefärbten tiefsten Lagen des Diploporenkalkes eine etwas abweichende, mergelige und dabei dünnbankige Entwicklung. Die Contactgrenze der Diploporenkalke gegen die krystallinische Basis wird gewöhnlich bezeichnet durch eine Art zellige Rauchwacke, die sich allmälig aus dem dolomitischen Kalke entwickelt und das Bindemittel bildet zu einem fast überall, wo die Basis der Kalke gut entblösst ist, zu beobachtenden Grundconglomerate, dessen mehr minder gerundete Gerölle immer unmittelbar von dem Hange stammen, an welchem die Kalke anlagern. Die Mächtigkeit und das Aussehen dieser Grundconglomerate ändert je nach localen Verhältnissen. Dieselben nehmen auch kein stratigraphisch fixes Niveau ein, sondern sind, wie bereits gesagt, eine Grenzbildung, welche so gut wie die tiefsten auch die höchsten Lagen des dolomitischen Kalkcomplexes da zeigen, wo sie an die krystallinische Basis discordant anstossen. Sie sind also überall von dem Alter derjenigen Schichte, deren Endpartie sie bilden, und sind daher trotz ihres abweichenden Aussehens von den Kalken nicht zu trennen, etwa in dem Sinne eines stratigraphischen Horizontes.

An Petrefacten ist der dolomitische Kalk der Radstädter Tauern sehr arm. Nur an einzelnen Stellen, die sich aber gleichmässig auf die ganze Masse der Kalke vertheilen, wie bei Tweng am Wege nach der Davidalpe, am Weisseck im Zederhausthale, Mooser Mandel, Benzeck im Flachauerthale, Tappenkahr im Kleinarlthale und im Mandlingpasse, und dann gewöhnlich in grossen Massen gesellig auftretend, findet man eine Diploporenart, die Herr Professor Gümbel[2]) als *Gyroporella debilis*, eine für den Dolomit der Mendel und den Wettersteinkalk der Nordalpen bezeichnende Art bestimmt hat. Hienach erscheinen die dolomitischen Kalke der Radstädter Tauern als ein Aequivalent des Wettersteinkalkes.

Einen weiteren Anhaltspunkt zur Altersbestimmung des Diploporenkalkes bietet der unmittelbare Zusammenhang, in welchem jener dolomitische Kalkzug, der im Mandlingpasse von der Enns geschnitten wird und daselbst, wie schon erwähnt, die bezeichnende *Gyroporella debilis* führt, im Laserbache hinter dem Resingberge bei Weissenbach mit der tiefsten Partie der grossen Dachsteinmasse steht, die im Thorbachgraben sowohl als im Weissen-

[1]) Vergl. Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1882, pag. 312, und Prof. II, Taf. XI.

[2]) Gümbel, Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1882, pag. 289.

bachgraben regelmässig über typischen Werfener Schichten auflagert. Die Basis der Kalkmassen bildet hier unmittelbar über dem Werfener Schiefer eine nicht sehr mächtige Partie eines dunklen, theils dolomitischen, theils mergeligen, dünnbankigen, klüftigen Kalkes, der sowohl am Ausflusse des Laserbaches als auch an der Vereinigungsstelle des Feister- und Gradenbaches, N von Weissenbach, sehr gut aufgeschlossen ist. Dieser dunkle, theils dolomitische, theils mergelige Kalkhorizont repräsentirt wohl den Virgloriakalk und zeigt grosse Aehnlichkeit mit den dunklen mergeligen Kalken, die oben vom Eingange in die Schlucht hinter Untertauern und einigen Stellen im Lantschfeldgraben erwähnt wurden, wo sie in beiden Fällen den tiefsten Theil der Mulde einnehmen, welche die Kalkmasse auffüllt. Man kann in diesen dunklen mergeligen Lagen eine wenigstens in den Muldentiefsten vorhandene Vertretung des Virgloriakalkes sehen. Dagegen fehlen überall unter den Diploporenkalken, soweit dieselben transgressiv über der krystallinischen Basis auftreten, die Werfener Schichten. Ja dieselben fehlen sogar noch unter dem im Verhältniss sehr tiefliegenden Dolomitzuge des Zaumberges, wie man im Mandlingpasse und im unteren Forstauthale sehr genau beobachten kann, und treten erst jenseits des niederen Walles auf, den der silurische Gesteinszug im Ennsthale bildet, auch hier am Fusse der grossen Kalkmassen an verschiedenen Stellen sehr ungleich mächtig entwickelt.

V. Pyritschiefer-Gruppe.

Die jüngste, abermals von allen vorhergehenden stratigraphisch gänzlich unabhängige und selbstständige Schichtgruppe bilden im Gebiete der Radstädter Tauern dunkle thonige, bald matte, bald auf den Schieferungsflächen durch einen feinen glimmerigen Beleg seidenglänzende Kalkschiefer im Wechsel mit matten Mergelkalkbänken. Dieselben sind in der Regel ganz erfüllt mit ringsum schön ausgebildeten, zum Theile bis 2 Millimeter und darüber in der Kante messenden Würfeln von Pyrit und werden da, wo die Schichtgruppe vollständiger erhalten ist, concordant gefolgt von einem Kalkcomplexe, der vorherrschend aus einem kieselreichen, blass rosenroth gefärbten Bänderkalke besteht. Doch nimmt dieser Kalk auch stellenweise, zumal da, wo die Schichtgruppe in höheren Positionen auftritt, ein gleichförmigeres, nicht gebändertes Aussehen an, zeigt dann mitunter eine körnige Structur und lichte oder, was häufiger der Fall, durch Eisenoxyd erzeugte rostgelbe Färbung bei sehr bedeutendem Kieselgehalte.

Sehr instructiv sind die Lagerungsverhältnisse dieser Gruppe speciell gegenüber den tieferen Diploporenkalken. (Vergl. Prof. I, IV und V, Taf. XI.) Würde man nur jene Partien der Pyritschiefer-Gruppe ins Auge fassen, welche den Nordfuss der grossen Diploporenkalkmasse der Radstädter Tauern auf der Strecke Pleissling-Tauernpasshöhe begleiten und verhüllen, könnte man leicht bei oberflächlicher Betrachtung zu der Ansicht kommen, dass die hier meist flach liegenden Schiefer unter der grossen Masse der Diploporenkalke liegen. Doch schon auf der angegebenen Strecke, unten dem Passe entlang, gibt es

eine ganze Anzahl Stellen, welche diese Annahme klar widerlegen. So ist z. B. im Hintergrunde des Kessels der Gnadenalm der Schieferzug auf eine kleine Strecke durch die rückwärtsschreitende Erosion des Kahrs unterbrochen und der Fuss der grossen Kalkmasse dadurch blossgelegt. Eine solche Unterbrechung wäre nach der Position der flach gelagerten Schiefer zu beiden Seiten dieser Stelle unmöglich, wenn die Schiefer als Horizont unter den Kalken durchziehen würden. Die den blossgelegten Fuss der grossen Kalkmasse bildenden Bänke greifen gegen die Passhöhe hin etwas weiter nach Norden vor als die übrige Steilwand und bilden so nach der Tauernhöhe zu eine Art steile Terrasse, über welche der Taurachbach in dem bekannten Johannes-Wasserfall abwärts stürzt. Auf diese Terrasse, also auf die vorspringende tiefste Partie der grossen Kalkmasse, sieht man die dunklen Pyritschiefer sich aus der Tiefe des Gnadenalmkessels hinaufziehen und weiter oben die Passhöhe einnehmen. (Vergl. Prof. IV, Taf. XI.)

An einer Stelle der Strasse, in unmittelbarer Nähe der Tafel mit der Aufschrift Nesselgraben, sieht man, durch den Strasseneinschnitt auf das klarste blossgelegt, eine kleine Klippe von Diploporenkalk in die dunklen Schiefer emporragen. Aehnliche Klippen von Diploporenkalk finden sich noch an mehreren weiteren Stellen oben auf dem Passe. Die interessanteste dieser Klippen, weil durch den Abfluss des Hundsfeldsees mitten durchschnitten und dadurch auf das klarste der Beobachtung zugänglich gemacht, findet sich links von der Strasse da, wo diese zum letztenmale zur Tauernpasshöhe anzusteigen beginnt. (Vergl. Prof. V, Taf. XI.) Man sieht hier mit seltener Klarheit einen grossen Kalkklotz, eine wahre Klippe, mitten in die Masse der ihn rings einhüllenden, dunklen pyritischen Kalkschiefer aufragen. Aehnliche Klippen finden sich bei der Tauernalpe, sowie auf der Tauernpasshöhe nördlich von der Strasse und zeigen, dass auch oben auf dem Passe noch die corrodirten, tiefsten Lagen der Diploporenkalke theilweise den Untergrund der schwarzen Schiefer bilden. An ihrer nördlichen Grenze jedoch, in der Gegend des Hundsfeldersees, liegt die Schiefergruppe schon direct auf den letzten Ausläufern der oben beschriebenen Gneissinsel. Weiter westlich erscheinen die Bildungen derselben Gruppe zum Theile an den Glimmerschiefer des Seekahreck, theils an den Quarzitschiefer der Weissen Lahn unconform angelagert; sie kümmern sich also in ihrer Verbreitung nicht im geringsten um das Alter und die Beschaffenheit des Untergrundes.

Von der Tauernpasshöhe lassen sich die pyritischen Schiefer und damit verbundenen Mergelkalke, in directem Zusammenhange quer über die Schichtköpfe der Diploporenkalkmasse hinwegziehend und dabei steil ansteigend, bis auf die Gamsleiten hinauf (vergl. Prof. V, Taf. XI), und von hier, noch immer ohne Unterbrechung des Zusammenhanges, bis unter die höchsten Spitzen der Glöcknerin und des Pleisslingkeil verfolgen, sich hier auf einer diesen Gipfelhöhen vorgelagerten Denudationsterrasse ausbreitend. In gleicher Weise kann man sie von derselben Gamsleiten auch auf einer tieferen Erosionsterrasse, auf welcher der Wildsee liegt, allerdings mit einigen kurzen Unterbrechungen bis auf den Windfeldpass, und von da hinunter ins Lantschfeld, andererseits aber bis zu den Hütten von Oberpleiss-

ling verfolgen, von wo sie sich einerseits in die Tiefe des Gnadenalmkessels, andererseits in einem schmalen Streifen auf einer noch tieferen Erosionsterrasse als jene des Wildsees in ununterbrochenem Zusammenhange bis wieder auf den Tauernpass selbst ziehen. Die Vorkommnisse stehen also alle wie ein über den ganzen nach Nord abfallenden Schichtenkopf der Diploporenkalkmasse verzweigtes Netzwerk mit einander in directer Verbindung und sind an allen jenen Stellen erhalten, an denen die Bedingungen des ursprünglichen Absatzes sowohl als des Schutzes vor den Wirkungen der Denudation günstige waren, daher zumeist auf Terrassen und in Vertiefungen der alten Basis.

Zahlreich und instructiv sind die einzelnen Lagerungsdetails, die sich besonders in den vom Schutte meist freien, daher der Beobachtung klar zugänglichen Gipfelregionen an der unconform lagernden Schichtgruppe der Pyritschiefer beobachten lassen, und die sozusagen nur eine Wiederholung jener Unregelmässigkeiten im Kleinen sind, die sich in Bezug auf die Lagerung der Gruppe im Grossen beobachten lässt. Geht man von Obertauern über die Gamsleiten nach dem Zehnerkaar, so kann man, wie schon gesagt, die dunklen pyritischen Schiefer und Mergelkalke aus der Gegend des einsamen Friedhofes auf der Passhöhe continuirlich bis auf die Höhe der Gamsleiten verfolgen. Sobald man eine gewisse Höhe erreicht hat, bewegt sich der Steig an der Grenze der Schiefer zu den tieferen weissen dolomitischen Kalken und man kann dann Schritt für Schritt beobachten, wie die schwarzen Schiefer in alle Lücken und Vertiefungen der corrodirten älteren Kalkbasis eingreifen. Besonders instructiv sind einige Stellen nahe unter der Höhe des Ueberganges, wo die Vertiefungen im älteren Kalke Napfform haben. Diese Erosionslöcher sind am Grunde ausgekleidet zunächst mit einer rauhen, rostgelben Kalklage, die gegen den weissen Kalk der Unterlage scharf absticht und nach oben allmälig übergeht in dunkle, mergelige Kalke, aus denen sich die typischen Pyritschiefer entwickeln. Die ganze junge Folge verdeckt discordant die Schichtköpfe des älteren Kalkes, welche die Wände des Napfes bilden, und neigt von allen Seiten gegen den tiefsten Punkt des Erosionsloches. Umgekehrt ragt auch an verschiedenen Stellen eine ganze Anzahl von klippigen Unebenheiten der Kalkbasis durch die tiefsten Schieferpartien hindurch.

Eine sehr klare Stelle (vergl. Fig. 1, Taf. XI), die jeden über das wahre Verhältniss der Schiefergruppe zu den tieferen Kalken in der unzweideutigsten Weise belehren kann, findet sich über dem Wildsee am Nordabfalle der Glöcknerin. Hier sind die Schiefer und die zugehörigen Kalke hinter einem bastionartig vorspringenden Zacken von Diploporenkalk gleichsam verfangen und vor Denudation geschützt. Dieselben stossen an der nach Art zerklüfteter Kalkfelsen denudirten südlichen Abdachung des Kalkvorsprunges vollkommen discordant ab und sind durch eine kleine Verdrückung in eine schöne Falte gelegt, deren Gewölbbiegung bezeichnenderweise einem kleinen Vorsprunge der Kalkbasis zu entsprechen scheint.

Die gleichen Erscheinungen wiederholen sich auf der Südseite der grossen Kalkmasse im Zehnerkaar. Hier ist besonders jene Partie der Schiefergruppe interessant, welche an den Westabfall des aus

Diploporenkalk bestehenden Kesselspitz angelehnt erscheint und weiter südlich über der Alpe Mitteregg sehr an Verbreitung gewinnt. Von der Alpe Mitteregg lassen sich die Pyritschiefer auf einer schmalen Terrasse, auf der Ostseite des Kesselspitz bis auf den Tauernpass verfolgen, wo sie über Scheibberg wieder über der tiefsten Partie der Diploporenkalkmasse liegen.

Es ist interessant zu sehen, dass in der langen, steilen Wand, in welcher die Hauptmasse des Diploporenkalkes unter der Glöcknerin und Pleisslingkeil gegen das Lantschfeld abfällt, sich keine Spur der schwarzen Schiefer findet. Diese imposante, gegen 3000 Fuss hohe, die gesammte Mächtigkeit der Kalkmasse aufschliessende Wand besteht ausschiesslich aus Diploporenkalk. Wären die schwarzen pyritischen Schiefer nur Einlagerungen in den Diploporenkalken, wie man seinerzeit angenommen hat, dann müsste man sie in dieser weit hinstreichenden, die ganze Schichtenkopfmasse des Kalkes repräsentirenden Wand gewiss als solche finden. Dies ist jedoch nicht der Fall. Man findet die Schiefer erst wieder im obersten Theile des Lantschfeldgrabens, und zwar hier nicht über Kalk, sondern über dessen Basis, dem Kalkglimmerschiefer, und erst weiter oben in dem Einschnitte des Windfeldpasses wieder über Diploporenkalk.

Aehnlich wie in der Hauptmasse der Radstädter Tauern entwickelt und übereinstimmend auf Erosionsterrassen und in Vertiefungen der Kalkbasis gelagert, erscheint die Schiefergruppe auch in ziemlicher Verbreitung in der Hochfeindgruppe. Dagegen gehören die theils quarzitischen, theils kalkigen Schiefer an der Ostseite des Kalkspitz der tieferen Kalkglimmerschiefer-Gruppe an.

Petrographisch von den dunklen, pyritischen Schiefern der Radstädter Tauern auffallend abweichend, jedoch ähnlich wie diese unconform über demselben Diploporendolomit gelagert, findet man auf dem Erosionssattel des Tappenkahrs vor dem See grünliche, glimmerreiche Thonschiefer, die besonders da, wo sie unmittelbar an die Basis grenzen, voll sind von theils abgerundeten, theils eckigen Dolomitbrocken, die mitunter so vorherrschen, dass die Schiefer nur das Bindemittel zu dem Conglomerate abgeben.

Das Vorkommen dieser aus dem Diploporenkalke der benachbarten Wände bestehenden Conglomerate zeigt, dass die Bildung viel jünger sei als der Diploporenkalk selbst. Ob sie gleiches Alter besitzt mit den Pyritschiefern, lässt sich wohl nach der übereinstimmenden Lagerung vermuthen, jedoch nicht beweisen, insolange Petrefacten mangeln.

Die Pyritschiefer und die damit verbundenen Kalke sind sehr arm, wenn auch nicht leer an Versteinerungen. Schon bei den Aufnahmen im Jahre 1853 hat Herr Oberbergrath Stur im Zehnerkaar und unter der Gamsleiten in den dunklen Mergelkalken, welche die Pyritschiefer durchsetzen, eine kleine Fauna aufgefunden, welche er vergleicht mit der Fauna der sogenannten Aviculenschiefer des Eibelgrabens, also eines obertriadischen Gliedes. Auch mir gelang es, dieselbe Fauna in der Nähe des ursprünglichen Fundortes, und zwar in einer der tiefsten Schichten des Schiefercomplexes wiederzufinden.

Leider besteht die Fauna vorwiegend aus Pelecypoden von ziemlich indifferentem Habitus. Es sind hauptsächlich Gervillien, Modiolen

und Myaciten, die dicht gedrängt eine Art Lumachelle bilden. Die Gervillienart wurde von Oberbergrath Stur mit *Avicula Gea Orb.* verglichen. Doch ergibt ein sorgfältiger Vergleich mit der Cassianer Form sehr wesentliche Unterschiede. Dagegen stimmt die Form sehr gut mit einer von Schauroth aus der Lettenkohle beschriebenen Art [1]), der *Gervillia (Bakewellia) Goldfussi Stromb.*, ist aber andererseits ohne Zweifel ident mit der ebenfalls als *Avicula Gea* bestimmten Form aus dem Eibelgraben. Auch die Myaciten haben grosse Aehnlichkeit mit den von Schauroth a. a. O. beschriebenen *Myacites brevis* und *M. longus.* Ausser den angeführten Formen fanden sich unter dem Materiale auch drei, allerdings nur schlecht erhaltene Exemplare einer kleinen Form, die nach Umriss und Rippung mit *Cardita crenata*, wie sie in den sogenannten Carditaschichten der Nordalpen gesellig auftritt, grosse Aehnlichkeit zeigen. Leider ist diese Form, die für die Beurtheilung des Alters so wichtig wäre, in den Radstädter Tauern sehr selten, und lassen die wenigen Exemplare keine sichere Bestimmung zu. Von Gasteropoden führt schon Herr Oberbergrath Stur eine *Chemnitzia* an, und unter dem neuen Materiale fand sich auch eine *Neritopsis-* oder *Fossariopsis*-ähnliche kleine Form mit niedriger kleiner Spira und einer doppelten Knotenreihe auf der gekanteten letzten Windung.

Wenn sich auch auf diese sehr dürftigen Reste vorderhand kein sicherer Schluss aufbauen lässt, so gibt doch das Vorkommen der *Cardita* und besonders der *Gervillia*, die anderwärts mit echt obertriassischen Petrefacten zusammen gefunden wurde [2]), einige Anhaltspunkte zu der schon von Oberbergrath Stur (l. c. pag. 331) gemachten Annahme, dass wir es in der Schiefergruppe der Radstädter Tauern mit einem jener Glieder zu thun haben, die in den Nordalpen die Basis der oberen Trias bilden. Die übrigen bisher erwähnten Petrefacten widersprechen zum mindesten dieser Annahme nicht. Doch hat Herr Oberbergrath Stur im Zehnerkaar auch Bruchstücke von unzweifelhaften Belemniten gesammelt, die nach allen gangbaren Begriffen auf ein jüngeres Alter hinweisen würden und daher zur grössten Vorsicht in Betreff der Altersfrage mahnen, umsomehr, als die Lagerung keinerlei Anhaltspunkte bietet, da die Schiefergruppe, wie bereits gezeigt, das jüngste Glied in der Gegend bildet und sich auch der Basis gegenüber als ein vollkommen fremdes, unabhängiges Element verhält.

VI. Neogen.

Diese Formation erscheint nur in einigen unbedeutenden Denudationsresten erhalten, die in ihrem Auftreten ausschliesslich auf die tiefst gelegenen Einfurchungen des Terrains beschränkt sind. In der beschriebenen Gegend sind es vornehmlich zwei solche Reste, von denen der eine den Sattel bei Wagrein einnimmt, welcher die Wasserscheide zwischen Salzach und Enns bildet, also eine der Denudation wenig

---

[1]) Schauroth, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1857, pag. 106, Taf. V, Fig. 5.
[2]) Vergl. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 259.

zugängliche Stelle. Der andere Rest zieht sich in Form eines langen, dem älteren Gebirge angelagerten und dadurch vor Denudation geschützten Streifens am Südfusse des Hochknall und Grimming aus der Gegend von Gröbming bis in die Gegend des Ausflusses des Grimmingbaches.

Beide Vorkommen stimmen in Bezug auf den petrographischen Habitus der Ablagerung sehr gut überein und bestehen hauptsächlich aus mürben, sehr glimmerreichen Sandsteinen und Arcosen im Wechsel mit Conglomeratbänken. Die tiefsten, zum Theile lettigen Lagen schliessen vielfach kleine Schmitzen einer sehr schönen Glanzkohle ein. Solche fand sich in dem Tertiärlappen auf dem Wagreiner Sattel bei Steinbacher und wurde daselbst eine Zeitlang abgebaut. Das Gleiche war der Fall bei Tipschern östlich von Gröbming und ebenso bei St. Martin am rechten Abhange des Salzabaches, sowie noch weiter östlich über Steinach im Ennsthale. Von letzterer Localität führt Herr Oberbergrath Stur[1]), nach Bestimmungen von Ettingshausen, folgende Pflanzenreste an:

Quercus Drymeja Ung.
Betula prisca Ett.
Daphnogene polymorpha Ett.
Glyptostrobus Oeningensis A. Br.

Diese Pflanzenreste sprechen für ein miocänes Alter der Ablagerung, ähnlich wie ein zweiter Fund von fossilen Pflanzen in dem Tertiärlappen des Wagreiner Sattels, der nach Prof. Peters[2]) am Westabhange des Thurnberges in der Nähe von Flachau gemacht wurde. Heute sind die erwähnten Schurfbaue sämmtlich aufgelassen und verfallen, da, wie sich herausgestellt hat, die Kohlenflötze nirgends in grösserer Mächtigkeit auftreten und überall im Streichen bald auskeilen, so dass sie trotz der guten Qualität der Kohle den Abbau nicht lohnen.

Die Untersuchung einer Kohlenprobe von Tipschern, welche Herr v. John freundlichst vornahm, ergab folgendes gute Resultat:

Wasser	11·3	Percent
Asche	4·2	„
Wärmeeinheiten . .	4763	

Betreffend die Lagerung der braunkohlenführenden Miocänablagerungen wurde bereits oben gesagt, dass dieselben unconform auf der älteren Basis aufruhen. Auf dem Wagreiner Sattel liegt die miocäne Schichtmasse im östlichen Theile über Silurschiefer, in der westlichen Hälfte zum Theile auch über Glimmerschiefer, die Grenze der beiden Schichtgruppen maskirend. Die ganze junge Schichtmasse fällt, wie man vom Weberlande ober Wagrein an bis in den Graben ober Steinbacher klar verfolgen kann, mit ziemlicher Neigung nach Süd ein, also gegen den Hang, an welchen sie angelehnt

[1]) Stur, Geologische Beschreibung des Ennsthales. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1853, pag. 478.

[2]) Peters, Geologische Verhältnisse der Nordseite der Radstädter Tauern. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1854, pag. 814.

ist. (Vergl. Prof. I, Taf. XI.) Im Thale des Gröbminger Baches ist die Miocänpartie dem Schichtenkopfe der triadischen Massen angelagert, und zwar im östlichen Theile an Werfener Schichten, die man in den Gräben über dem im Thalgrunde zurückbleibenden Tertiär überall gut aufgeschlossen findet. Weiter westlich, in dem Masse als sich die ganze Triasmasse nach dieser Richtung senkt, in der Gegend des Salzabaches und darüber hinaus, liegen die Tertiärschichten über dem Aequivalente des Virgloriakalkes und den tiefsten Partien der grossen Kalkmasse. Auch im Thale des Gröbminger Baches ist die Miocänpartie in ihrer Lagerung theilweise schon gestört. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass die tertiären Ablagerungen ehemals das ganze obere Ennsthal ausgekleidet haben und heute bis auf die erwähnten Reste, die durch ihre günstige Position vor der Denudation geschützt waren, aus dem Thalfond wieder entfernt worden sind.

Ganz dem äusseren Aussehen nach von den beiden eben erwähnten verschieden ist die ebenfalls kohlenführende Ablagerung, welche am Fusse des Dachstein jene auffallende Terrasse bildet, auf der die Ramsau liegt. Es ist dies eine mächtige, ungestört horizontal liegende Conglomeratbildung, deren Gerölle ausschliesslich aus dem krystallinischen Gebirge südlich vom Ennsthale stammen. Kalkgerölle fehlen, trotzdem die Ablagerung unmittelbar am Fusse der grossen Kalkmassen des Dachstein liegt. An der Basis des Conglomerates finden sich sehr mürbe, zum Theile lettige Sandsteinlagen und Sande, welche ein über 1 Meter starkes Lignitflötz einschliessen. Dieses Lignitflötz ist fast der ganzen Ausdehnung der Ramsauterrasse entlang durch Schürfungen nachgewiesen und wird an einer Stelle NW von Schladming abgebaut. Dasselbe hat ein auffallend jugendliches Aussehen. Die nach Art von Schwemmholz wirr durcheinander liegenden plattgedrückten Baumstrünke und Aeste zeigen kaum die ersten Stadien der Verkohlung. Dieselben Conglomerate wie auf der Ramsau findet man auch auf dem gegenüberliegenden südlichen Abhange des Ennsthales am Ausgange des Unterthalerbaches bei Schladming bis zu einer Höhe reichend, die mit jener der Ramsauterrasse genau correspondirt.

Denkt man sich diese beiden correspondirenden Vorkommen verbunden oder, was dasselbe ist, die tief durch diese junge Bildung bis auf den älteren Untergrund eingeschnittene Rinne des Ennsthales voll aufgefüllt, dann erscheint die Ablagerung der Ramsau als eine Art Deltabildung der vereinigten Bäche des Ober- und Unterthales. Ob dieselbe jungtertiären oder, was wahrscheinlicher ist, diluvialen Alters ist, lässt sich nach den vorliegenden Anhaltspunkten noch nicht mit Sicherheit entscheiden.

Ueber die petrographische Beschaffenheit krystallinischer Schiefergesteine aus den Radstädter Tauern und deren westlichen Fortsetzung.

Von Heinrich Baron Foullon.

Im Anschlusse an die vorstehende Abhandlung des Herrn M. Vacek will ich hier die Resultate der petrographischen Untersuchung folgen lassen.

Ich verhehle mir keineswegs, dass derartige Gesteinsbeschreibungen immer mehr ermüdend wirken müssen und so den eigentlichen Zweck, zur Vermehrung der Kenntnisse über die Zusammensetzung gewisser Gesteine beizutragen, verfehlen. Weit passender muss es erscheinen, ganze Gruppen geologisch abgegrenzter Complexe zu untersuchen, wo dann alles überflüssige Detail weggelassen werden kann und nur das zur ausführlicheren Behandlung gelangt, was für die betreffende Gruppe charakteristisch und was zur Unterscheidung von anderen zweckdienlich erscheint.

Dem stehen aber sehr bedeutende Hindernisse entgegen. Erstens ist das Material ein kolossales, und wenn dies auch in Beziehung auf die Erforschung der Zusammensetzung und Eigenthümlichkeiten der Gesteine bestimmter Gruppen die grössere Sicherheit in sich birgt, nichts von Bedeutung zu übersehen, so wird die Untersuchung erschwert und verlangsamt, weil man sich von äusseren Verschiedenheiten verleiten lässt und in unnützer Weise die Präparate anhäuft, deren Herstellung und oft zwecklose Durchsicht ausserordentlich viel Zeit verschlingt. Die über grosse Länderstriche sich erstreckenden Complexe kommen durch die Geologen nur allmälig zur Aufnahme und müssen so Jahre vergehen, bis eine Gruppe zum Abschlusse und zur Untersuchung kommt. Hiedurch entgehen zweitens dem Geologen manch wichtigere Anhaltspunkte, denn ein grosser Theil der Gesteine der krystallinischen Gebirge sind mit dem freien Auge überhaupt gar nicht, andere, nur nach Analogien, zweifelhaft auflösbar.

Schon aus diesem Grunde ist die Untersuchung im Laboratorium dringend geboten, und ist diese einmal durchgeführt, so erscheint es denn doch auch wünschenswerth, dass ausser der blossen Bestimmung nähere Beschreibungen publicirt werden, damit die Kenntniss der Zu-

sammensetzung nicht die Erfahrung eines Einzelnen oder einiger Weniger bleibe, sondern auch Jenen zugänglich werde, die sich für die Sache interessiren.

Wo vordem petrographische Untersuchungen einzelner Abschnitte ganzer grosser Gruppen unterblieben, die neueren Aufsammlungen durch die älteren ergänzt werden können, da soll von Beschreibungen herausgerissener Partien abgesehen werden, was z. B. bei den sogenannten „Centralgneissen“ zutrifft, die demnächst in ihrer Gesammtheit — soweit natürlich das Material eine solche Bezeichnung erlaubt — bearbeitet werden.

Weitere wunde Punkte für übersichtlich sein sollende Publicationen in dieser Richtung sind die Nomenclatur und die Grenzen für die Wiedergabe der Beobachtung.

Sozusagen beim „Beginne“ geplanter weitgehender Untersuchungen der krystallinischen Gesteine mit den als unrichtig oder doch oft nicht als zutreffend erkannten Bezeichnungen zu brechen, wäre nicht nur Pflicht des Untersuchers, sondern hätte auch den Vortheil, dass sich die gewählten Bezeichnungen allmälig einbürgern könnten. Hiebei kommt man aber sehr leicht in die Gefahr, vorerst für viele nebensächliche Dinge Namen einzuführen und so in unnützer Weise eine sehr umfangreiche Specialnomenclatur zu schaffen, die schliesslich unverständlich bleiben muss. Andererseits wäre man zum Verständniss doch gezwungen, die üblichen Bezeichnungsweisen, die in der geologischen Literatur fortlaufen, beizusetzen, weil ja diese petrographischen Untersuchungen namentlich den Geologen dienlich sein sollen. Unter so bewandten Umständen habe ich es vorgezogen, bei möglichst einfachen Gesteinsbezeichnungen zu bleiben, die entweder die Mineralcombination bezeichnen, d. h. nicht die ganze, weil nach einem gewissen Vorbilde zum Beispiel Quarzbiotitepidotrutiltitanitschiefer u. dgl. resultiren müssten, sondern sind nur jene Minerale mit aufgenommen, welche entweder durch ihre Menge, seltenes mitgesteinsbildendes Auftreten hervorzuheben oder, um kurz zu sein, die charakteristisch sind. In einzelnen Fällen wäre es wohl schon jetzt wünschenswerth gewesen, für Gesteine Namen zu schaffen, die eine gewisse geologische Bedeutung bei grösserer Verbreitung besitzen und wo die Bezeichnung aus der Mineralcombination zu obigen bandwurmartigen Gebilden führen muss. So z. B. bei jenen Gesteinen, die als constituirendes Mineral Ankerit enthalten. Aus den angeführten und unten weiter zu ersehenden Gründen ist das Mineral in den Namen nicht mit aufnehmbar; gegen einen Localnamen sprechen viele Gründe und ist namentlich der Umstand wichtig, dass dasselbe Mineral in ganz ähnlichen Gesteinen in geologisch getrennten Formationen wiederkehrt. Unter diesen Umständen habe ich auf eine kurze Bezeichnung vorderhand verzichtet und kann eine solche bei weiteren Beobachtungen vielleicht zweckmässiger gewählt werden.

Die Grenze der Wiedergabe der Beobachtung ist nicht nur der Willkür des Beobachters anheim gegeben, sondern wird auch wesentlich durch den Stand unserer Kenntnisse und die Nomenclatur beeinflusst. Ich will mich hierüber nicht weitläufig aussprechen, sondern nur jene Momente hervorheben, die mich vorläufig leiten. Am unnützesten mag die ofte Betonung gewisser Gleichheiten erscheinen; allein ich lege

auf sie ein besonderes Gewicht, weil dadurch allgemeine Erscheinungen, die doch die wichtigsten sind, die gewünschte Würdigung erfahren und von den besonderen nun leichter unterschieden werden können. Sie könnten bei zusammenfassenden Arbeiten wohl weit kürzer, sicherer und markanter gefasst werden; allein aus oben angeführten Gründen dürften solche Monographien von Einzelnen ebenso selten zur Ausführung gelangen, wie dies bei den Eruptivgesteinen der Fall war. Ferner lege ich jetzt noch ein grösseres Gewicht auf den Habitus und gewisse Eigenthümlichkeiten der Minerale, weil meiner Ansicht nach wahrscheinlich manche von diesen zu Unterscheidungsmerkmalen für verschiedenaltrige Gesteine benützt werden können. Welche? das lässt sich auch nur mit einiger Bestimmtheit noch nicht aussprechen; übrigens würde man auch bei monographischen Arbeiten derlei hervorheben. Weniger Werth lege ich derzeit auf unbedeutendere Differenzen in den Mengen- und Grössenverhältnissen der einzelnen Minerale, und ebenso habe ich es unterlassen, die Beobachtungen über die Ursachen der scheinbar grossen Verschiedenheit mineralogisch gleich zusammengesetzter Gesteine ausführlich wiederzugeben, weil dadurch die Mittheilung ausserordentlich an Umfang zugenommen hätte, was unter allen Umständen vermieden werden sollte, so wünschenswerth auch eine eingehende Darstellung über die Structurverschiedenheiten an sich sein mögen, um zu zeigen, wie durch kaum merkbare Aenderung der Anordnung der verschiedenen Minerale auffallende Unterschiede im Aussehen der Gesteine bewirkt werden.

Es handelte sich hier vielfach um die blosse Identification vorliegender mit bereits beschriebenen Gesteinen und konnte daher auf vorhergegangene Beschreibungen verwiesen werden; die Mittheilung wurde so wohl kürzer, aber auch unangenehmer zu lesen; das liegt aber in der Natur der Sache und ist nicht zu ändern.

Von dem reichen Material des Herrn M. Vacek kam allerdings nur ein Theil zur mikroskopischen Untersuchung, doch glaube ich keinen irgendwie Bedeutung besitzenden Typus bei der mit Herrn Vacek vorgenommenen Auswahl übersehen zu haben, wofür freilich bei der Beschaffenheit der meisten dieser Gesteine keine Garantie zu übernehmen ist.

Herr Vacek hat in dem von ihm untersuchten Gebiete sechs Gruppen unterschieden, und in der vorstehenden Abhandlung: „Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern“ (pag. 609 u. f.) die Resultate seiner Beobachtungen gegeben. Von den unterschiedenen Gruppen sind in petrographischer Richtung nur die ersten drei von hervorragenderem Interesse:

1. Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe,
2. Kalkglimmerschiefer-Gruppe,
3. Silurschiefer-Gruppe.

Diese Gruppen sind natürlich auch in der petrographischen Arbeit als Hauptabtheilungen ersichtlich gemacht und schliessen sich ihnen die allgemeinen Gesteinscharaktere gut an. Innerhalb der Hauptabtheilungen sind nach petrographischen Merkmalen Unterabtheilungen gebildet, von denen einige auch eine geologische Bedeutung besitzen.

Es würde sich schon jetzt eine geologische Einreihung eines Theiles jener Gesteine aus dem Palten- und oberen Ennsthale (Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, pag. 232—247) vornehmen lassen, die voriges Jahr Gegenstand der Untersuchung waren; da aber die Verfolgung der gleichen Gesteinszüge weiter gegen Westen noch zu erwarten ist, so soll zum Schlusse der Aufnahmen mit weiteren petrographischen Beobachtungen eine vollständige Uebersicht geliefert werden.

Wie bei der oben erwähnten Arbeit soll auch hier, um alle unnütze Wiederholung zu vermeiden, bei den entsprechenden Stellen auf die vorstehende Abhandlung verwiesen werden.

Gesteine der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe.

(Voranstehende Abhandlung pag. 611.)

I. Gneisse.

a) Jüngste Glieder der älteren Gneisse.

Die älteren, sogenannten „Centralgneisse" gedenke ich in einer ausführlicheren Arbeit, in welcher Vorkommen aus dem grössten Theile der österreichischen Alpen zur Untersuchung gelangen werden, zu beschreiben; ich führe demnach hier nur einige Beobachtungen an, welche an Gneissen gemacht wurden, die geologisch mehr mit den jüngeren Schiefergesteinen zusammenhängen. Die Unterschiede gegen die älteren werden erst in der erwähnten Arbeit hervorgehoben werden.

Proben von, das Liegende der unten zu beschreibenden Schiefergesteine bildenden Gneissen sind von mehreren Orten untersucht worden; es sollen zwei äusserlich recht verschiedene Vorkommen herausgegriffen werden. Die eine aus dem Seewigthale vor dem Bodensee, die andere aus der oberen Partie des Oberthales bei der Karschalpe, in der Gegend von Schladming (v. A. pag. 612). Beide Varietäten zeigen deutliche Schieferung, namentlich erstere kann als dünnschieferig bezeichnet werden. Die Farbe der ersteren ist in ihrer Gesammtheit silbergrau, die der letzteren grünlich. Die erstere ist auf den Schieferungsflächen riefig und fettglänzend, zahlreiche hanfkorn- bis erbsengrosse Knoten ragen theilweise aus ihnen hervor. Die Substanz derselben ist Quarz, der Fettglanz besitzt. Die Riefung wird durch Glimmer bewirkt. Einerseits ist es ein nahezu farbloser, der ungemein feine Ueberzüge über den Quarz bildet, andererseits brauner, der in derberen Schuppen auftritt. Selten sieht man nicht sehr glänzende, treppenförmig verlaufende Spaltflächen von geringen Dimensionen (circa 1 Millimeter), die dem Feldspath angehören. Versuche, losgetrennte Körner zu spalten, führen zu keinem günstigen Resultate; es ist nicht möglich, zu optischen Untersuchungen geeignete Spaltstücke zu erhalten. Woher das rührt, wird unten gezeigt werden, und ich werde auf diese Erscheinung bei der demnächst zur Publication gelangenden Beschreibung der vom Arlbergtunnel durchfahrenen Gesteine zurückkommen.

Der Varietät des Oberthales fehlen die kantigen Quarzkörner fast ganz; dieses Mineral erscheint auf Trennungsflächen als unregelmässig umgrenzte Partien (bis 1 Centimeter Durchmesser) ohne Glimmerüberzug. Namentlich in der Nähe dieser findet sich Biotit, farbloser Glimmer scheint ganz zu fehlen. Eine stark glänzende Spaltfläche von Feldspath konnte nur ganz vereinzelt beobachtet werden; man musste das Gestein für sehr feldspatharm halten, es ist aber gerade das Gegentheil der Fall. Winzige Pyritkryställchen sind häufig.

Unter dem Mikroskop verschwindet die sich äusserlich documentirende Verschiedenheit der beiden Varietäten fast ganz; es sind also nur Structurunterschiede, die durch die Umwandlung des Biotites in der zweiten auch auf die Färbung ausgedehnt werden. Das scheinbare Fehlen des farblosen Glimmers in dieser ist ohne Bedeutung, da er in der ersten fast nur als feiner Ueberzug auf jenem Theile der Quarzkörner erscheint, welche auf den Trennungsflächen knotenartig hervorragen, und innerhalb der Gesteinsblätter selbst nur selten zu beobachten ist; vereinzelt kommt er auf letztere Weise auch in der zweiten vor, ausserdem tritt er noch als Einschluss auf. Beide sind ein Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer, das bald ziemlich gleichmässig, bald, beziehentlich des Glimmers, der Parallelstructur entsprechend angeordnet ist. Die Quarzknoten erreichen in ersterer einen Durchmesser bis zu 1 Centimeter, Feldspathquerschnitte einen solchen bis $^1/_2$ Centimeter, sonst herrscht Hanfkorngrösse vor. In der zweiten bildet nur der Quarz grössere, zusammenhängende dünne Blätter, sonst bewegt sich die Grösse zwischen Hirse- und Hanfkorn.

Ueber den Quarz ist nicht viel zu sagen. Die einzelnen Körner bestehen aus mehreren Individuen, deren Zahl und Grösse, unabhängig von Form und Grösse des Kornes, ausserordentlich wechselt. Die Grenzen der einzelnen Individuen sind im gewöhnlichem Lichte nicht wahrzunehmen. Hohlräume und Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig, solche von Biotit selten. Besonders schön sieht man hier die bereits wiederholt beschriebene Streifung [1]).

Der der Menge nach wichtigste Bestandtheil ist der Feldspath. Schon bei der Betrachtung der Schliffe ist er sofort kenntlich; er erscheint fast weiss, wie in Kaolin umgewandelt. Im polarisirten Lichte zeigen weitaus die meisten Individuen polysynthetische Zwillingsbildung, die Lamellen sind vorwiegend ungemein fein, sonst gilt das a. a. O., pag. 214, vom Feldspath des Gneisses der Wurmalpe Gesagte.

Die weisse Trübung rührt von massenhaft vorhandenen Einlagerungen her, neben welchen die Feldspathsubstanz vollkommen klar durchsichtig ist; es ist also genau dieselbe Ercheinung, wie sie bereits ausführlich a. a. O., pag. 210 und 215, beschrieben wurde. Diese Einlagerungen erreichen eine bedeutendere Grösse als in den citirten Fällen, sind meist farblose Körner oder mehr prismatische Gebilde, seltener Blättchen, sie besitzen ein starkes Lichtbrechungsvermögen und zeigen im polarisirten Lichte lebhafte Farben. Sehr selten sieht man

[1]) Siehe: Foullon, über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer etc. etc. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1883, pag. 207—252, darinnen pag. 219.

besser ausgebildete Kryställchen und diese weisen auf Epidot. In der Varietät vom Seewigthale scheint nur dieses Mineral neben etwas Biotit vorzukommen, in jener des Oberthales dürfte auch Kaliglimmer vorhanden sein. Genau derselbe Epidot, in etwas grösseren Körnern und Kryställchen, ist sonst im Gestein als Seltenheit zu beobachten. Ich kann nur das bereits Gesagte wiederholen, dass die ganze Erscheinung durchaus nicht den Eindruck einer Umwandlung des Feldspathes macht, ja dass ich eine solche, die hier vorliegende Erscheinung als Resultat habende, für unmöglich halte. Diese massenhaften Einschlüsse sind wohl auch die Ursache der unvollkommenen Spaltbarkeit. Hie und da sind einzelne Zwillingslamellen fast frei von ihnen, und solche mögen die ganz vereinzelt wahrnehmbaren, stark glänzenden Spaltflächen liefern. Leider verhindern diese Einschlüsse jede optische Bestimmung, und ich kann nur erwähnen, dass ich aus gemachten Beobachtungen auf Albit schliessen möchte.

Neben dem tiefdunkelbraunen Biotit kommt namentlich in der Oberthaler Varietät auch häufig grüner vor. Ich halte letzteren für ein Umwandlungsproduct des ersteren. Es beginnt dieselbe mit einer allmäligen Entfärbung, deren Endresultat die Bildung von Chlorit ist.

Namentlich zwischen den Glimmerschuppen ist massenhaft Erz vorhanden, dessen Menge nicht von einer Zersetzung des Glimmers herrühren kann, es erscheint auch in den unveränderten Partien in gleicher Menge. Es dürfte Magnetit sein, neben welchem besonders in der Oberthaler Varietät auch Pyrit auftritt. In beiden Vorkommen sind kleine, fast farblose Granaten, oft mit chloritischem Rand vorhanden.

Ein von dem oben erwähnten Epidot verschiedener, lang säulenförmiger, weingelbgefärbter erscheint ganz untergeordnet und ist wohl das Resultat der Glimmerumwandlung. Ansonst wären als accessorische Bestandtheile noch Apatit und Turmalin, beide sehr selten, zu erwähnen.

b) Zwischenglieder.

Zwischen die oben beschriebenen jüngsten Glieder der älteren Gneisse und die unter *c)* folgenden Albitgneisse schieben sich Gesteine ein, welche bezüglich ihrer Zusammensetzung und der Structur, letztere wie sie hauptsächlich für die Albitgneisse in mehr dünnschieferiger körniger Ausbildung charakteristisch ist, im Auge behalten, einen Uebergang repräsentiren. Als Beispiel möge das Gestein dienen, welches die Spitzen zu beiden Seiten des oberen Giglersees bildet. Es besitzt ausgezeichnete Parallelstructur, die einzelnen dünnen Blätter lassen sich aber nur schwer von einander trennen, es ist deutlich feinkörnig und von grünlicher Farbe.

Unter dem Mikroskop zeigt das Bild grosse Verwandtschaft mit jenem der Albitgneisse, es ist ein feinkörniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Glimmer, zu denen sich Erz gesellt. Die Beziehung zu den Gesteinen der Gruppe *a)* wird durch den grossen Reichthum an Feldspath und durch die Färbung des Glimmers hergestellt. Der letztere ist zwar in geringer Menge vorhanden und da meist mehr grün gefärbt, doch ist auch brauner zu beobachten, Kaliglimmer ist selten. Besonders charak-

teristisch ist der Feldspath. Er ist als solcher kaum mehr zu erkennen, so massenhaft sind die Einschlüsse. Die selten auftretende polysynthetische Zwillingsbildung verräth aber doch die Natur der Körner, die zum grösseren Theile aus farblosen, wirr durcheinander liegenden Blättchen bestehen, welche in einer farblosen, wasserklaren Substanz liegen, die innerhalb der Individuen entsprechend der Zwillingslamellirung, oder wo diese fehlt, ganz gleichmässig auslöscht. Die Blättchen halte ich ihrer grössten Menge nach für Glimmer, möglicherweise ist ein Theil Epidot. Die Menge der Einschlüsse entspricht den Gesteinen der Gruppe *a*), die Grössenverhältnisse gegen den Wirth der Gruppe *c*).

Der Epidot erscheint in zweierlei Art im Gestein, erstens als grössere farblose Körner in ähnlichen Dimensionen wie die übrigen Gemengtheile, sie sind selten; zweitens in winzigen gelblichen Körnchen, die zu Aggregaten zusammentreten, wie man sie als Folgen der Zersetzung in Eruptivgesteinen zu sehen gewöhnt ist. Die Erscheinung kann nicht Wunder nehmen, wenn man der in meiner citirten Arbeit ausgesprochenen Ansicht beistimmt, dass die Krystallisation dieser Gesteine unter beschränkten Verhältnissen, d. h. bei gleichzeitiger Bildung der verschiedenen Minerale bei sehr beschränkter Beweglichkeit der Molekel stattgefunden hat; die Verhältnisse sind dann für die Bildung hier und bei den Umwandlungen in den Eruptivgesteinen gleich, folglich auch die Endproducte in ihrer Ausbildung sehr ähnlich beschaffen.

Accessorisch sind im Gestein selten Turmalin, auch die bekannten zerbrochenen Krystalle, noch seltener Zirkon- und Rutilnädelchen wahrzunehmen.

Hieher gehört seiner petrographischen Zusammensetzung nach auch der Gneiss, der bei Radstadt inselförmig hervortritt. Eine Probe vom Bahnhofe erscheint bei körniger, undeutlich stengeliger Structur mit theils knotigen, theils angedeutet riefigen, unebenen Trennungsflächen in der Ausbildungsweise dem Gneiss vom Seewigthal entfernt ähnlich, die Farbe ist aber völlig verschieden, sie ist graugrün, ähnlich der des Gesteines vom oberen Giglersee, aber lichter.

Der Gesammteindruck des mikroskopischen Bildes ist bei beiden in dieser Gruppe behandelten Varietäten sehr ähnlich. In der Radstädter ist Kaliglimmer häufiger, der braune Glimmer fehlt. Feldspath ist weit weniger vorhanden als in der vom Giglersee. Er steht also dem Albitgneiss schon viel näher, was auch durch die Einschlüsse documentirt wird; diese treten in einzelnen Individuen klein und massenhaft, in anderen grösser und seltener auf. Ich halte sie fast ausschliesslich für Epidot, der hier auch zu radial- und garbenförmig angeordneten Aggregaten zusammentritt.

c) Albitgneisse (v. A. pag. 612).

Es sei gleich eingangs erwähnt, dass diese Bezeichnung sich nicht auf eine neuerliche Bestimmung des Feldspathes in den nachfolgend beschriebenen Gesteinen gründet — wer das Material sieht, wird die Unmöglichkeit einer solchen gewiss sofort ersehen — sondern sie soll lediglich auf die Gleichheit der Gesteine mit jenen unter obiger Be-

zeichnung von A. Böhm[1]) und mir (a. a. O. pag. 237—240) beschriebenen hinweisen. Ich zweifle zwar nicht, dass der vorhandene Feldspath auch hier Albit ist; immerhin mag dies aber insolange zweifelhaft bleiben, bis es vielleicht gelingt, auch aus den westlicheren Theilen grobkörnigere Varietäten zu finden, an deren Feldspath entscheidende Bestimmungen vorgenommen werden können.

Zum Theile sind die hieher gehörigen Gesteine sehr feldspatharm und wiederholt sich die schon in meiner früheren Arbeit (a. a. O. pag. 240, Einleitung zu dem Capitel 3: Glimmerschiefer) angeführte Erscheinung, dass einzelne Blätter dieser Gesteine von demselben Handstück bald als Gneisse, bald als Glimmerschiefer bezeichnet werden müssen. Es ist schon sehr schwer, hier die Grenze zu ziehen, welche dieser Gesteine man der einen oder der anderen Gruppe einreihen soll — es wird dies nicht nur vielfach vom Zufalle der Aufsammlung, der Wahl der Gesteinsstücke bei der Herstellung der Präparate, sondern auch von der Willkür des Beobachters abhängen. In der Natur scheint die Vertheilung des Feldspathes in manchen derlei Regionen eine enorm wechselnde zu sein, wie ich das bezüglich der Gegend des Arlberges wieder zeigen werde.

An eine Ausscheidung der einzelnen Gneiss- und Schieferlagen auf der Karte ist absolut nicht zu denken, weil der stete Wechsel selbst in best aufgeschlossenen Gegenden nicht verfolgt werden kann. Man wird der Wahrheit am nächsten kommen, wenn derlei Complexe unter einer Bezeichnung zusammengefasst werden, unter der ebensowohl die typischen Gneisse, als auch die Schiefer sammt den geschlossenen Uebergängen inbegriffen sind. In gleicher Weise verhält es sich bezüglich des Epidots. Wenn derselbe auch kaum je ganz fehlt, so wird seine Menge doch so gering, dass er als Gesteinsgemengtheil gar keine Bedeutung mehr besitzt. In vielen Proben erscheint er so massenhaft, dass er als wichtiger Gemengtheil zu betrachten ist, der sowohl auf die mineralogische, als auch auf die chemische Zusammensetzung wesentlichen Einfluss nimmt. Da aber die Gesteine mit dem freien Auge nicht mehr auflösbar sind, der Epidot weitaus in den meisten Fällen auch mit der Loupe nicht erkannt werden kann, so wird man über seine Verbreitung nicht leicht ein richtiges Bild erhalten. In der Gesteinszone, die sich vom Wechsel, soweit bis jetzt constatirt ist, bis zum Fuscherthale nach Westen hinzieht, ist sie jedenfalls eine sehr grosse.

Hieher gehörige Gesteinsproben liegen von vielen Punkten vor; so wird die oben beschriebene Gneissvarietät des Oberthales in der Scharte über Kaiblinger im Dürrenbachthale (bei Oberhaus) von einem „phyllitisch" aussehenden, dünnschiefrigen Gestein überlagert, das auf Querbrüchen graulichgrün, auf den Trennungsflächen mit einer weissen, riefigen Muscovithaut überzogen ist. Mit freiem Auge lassen sich Glimmer und Quarz vermuthen, mit der Loupe deutlich erkennen. Der Befund der mikroskopischen Untersuchung führt sofort zu der Zuordnung dieses Gesteins zu den „Albitgneissen"; es wäre nur zu erwähnen, dass die vorliegende Probe im Korn der viel weiter östlich

[1]) „Ueber die Gesteine des Wechsels." Tschermak's mineralogisch-petrographische Mittheilungen. Bd. V, 1883, pag. 197—214.

liegenden von Donnersbachwald (a. a. O. pag. 239) sehr nahe kommt, aber viel feldspathreicher ist. Fast farbloser Epidot in kleinen Säulchen spielt eine untergeordnete Rolle im Gestein. Der Feldspath zeigt hier häufiger polysynthetische Zwillingsbildung und die Epidoteinschlüsse. Sowohl in den früher beschriebenen Gneissen des älteren Gebirges (a. a. O. pag. 209 u. f.), als in den hier angeführten aus dem Seewig- und Oberthal sind die Feldspathe durch massenhafte, aber kleine Einschlüsse ausgezeichnet, in den „Albitgneissen" sind sie in den einzelnen Individuen in weitaus geringerer Anzahl vorhanden, dafür aber viel grösser. Soweit bis jetzt Beobachtungen an derlei Gesteinen vorliegen, ist dieser Unterschied durchgreifend, zum mindesten für die einigermassen im Niveau verschiedenen Vorkommen, welche aber, wie das in der Natur der Sache liegt, höchst wahrscheinlich durch Uebergänge verbunden sind, worauf der Feldspath der Gesteine der Spitzen zu beiden Seiten des oberen Giglersees und vom Bahnhofe von Radstadt hinweisen, wobei das letztere Vorkommen den typischen Albitgneissen schon sehr nahe steht.

Gegen das Liegende der Albitgneisse verändern sich diese sehr merklich; ein Beispiel hiefür sei eine Probe an der Kante vom Zwilling gegen Kaiblinger im Dürrenbachthale. Das Gestein ist noch dünnblättrig bei körniger Ausbildung, die Trennungsflächen erscheinen riefig und grünlichgrau.

Das mikroskopische Bild kommt dem der Albitgneisse noch sehr nahe, der Glimmer ist aber von sehr lichter Farbe. Zwischen dessen Schuppen lagern massenhaft Epidotkryställchen von mittlerer Grösse und schwach gelblicher Farbe.

Der Feldspath verhält sich wie in typischen Albitgneissen. Wegen der schuppigen Beschaffenheit des Glimmers und wegen der massenhaften Einlagerungen von Epidot und Erz ist eine sichere optische Bestimmung nicht mehr möglich. Die Farbe würde für die Annahme leicht gefärbten Kaliglimmers sprechen, sein allerdings nicht sicher bestimmtes optisches Verhalten weist auf Biotit.

Ein für den Verbreitungsbezirk der Albitgneisse wichtiges Belegstück liegt aus der Thaltiefe nahe bei Lend, flussaufwärts, vor. Es nähert sich in seinem Aussehen dem Vorkommen von Radstadt, ist aber feinkörniger und entbehrt der kleinen Knoten. Unter dem Mikroskope erweist es sich als Albitgneiss mit ziemlich wenig Feldspath, der selten polysynthetische Zwillingsbildung und die charakteristischen Einschlüsse zeigt. Hie und da erscheint im Gestein, häufiger auf Klüften rhomboedrisches Carbonat.

II. Glimmerschiefer.

Die hier zu beschreibenden Gesteine gehören in die Albitgneiss-Gruppe.

Zuerst soll jener Vorkommen kurz gedacht werden, die sich den Albitgneissen in der Ausbildungsweise ungemein nähern, in denen der Feldspath sehr stark zurücktritt oder ganz fehlt. Aeusserlich sehen sie freilich sehr verschieden aus, das Bild unter dem Mikroskope ist aber immer nahezu das gleiche.

1. Typische Glieder.

Solche liegen vor vom Hauser Kaibling gegen die Scharte über Kaiblinger und vom Eingang des Thälchens hinter Hasenbach bei Taxenbach. Es sind dunkelgrüne, glimmerreiche, dünnblättrige Gesteine von der bekannten Combination der Albitgneisse mit sehr wenig oder keinem Feldspath, Epidot ist selten, Kaliglimmer in einzelnen Blättern häufig, Erz reichlich vorhanden. In einem Handstücke von der Strassenüberbrückung ausser Maienstadt bei Schladming kommt auch etwas brauner Biotit hinzu, und wurde das erstemal ein Hornblendesäulchen in dieser Combination beobachtet. Turmalin ist in allen selten. Aus dem Liegenden des Erzvorkommens von Walchern bei Oeblarn liegt eine mehr graugrüne Varietät vor; sie ist quarzreich, enthält auch etwas wenig braunen Biotit, stellenweise viele winzige Rutilsäulchen und Zwillinge. Als Seltenheit erscheinen eisenschüssige Pseudomorphosen nach einem rhomboëdrischen Carbonat; das Gestein bildet so gewissermassen einen Uebergang zu einer weiter unten beschriebenen Gruppe.

2. Glimmer-Epidotschiefer (v. A. pag. 613).

In das Gemenge von Quarz, grünem Biotit und Erz in typischer Ausbildung tritt fast ausnahmlos Epidot ein, stellenweise so massenhaft, dass man schon von ausgesprochenen Epidotschiefern sprechen muss.

Die vorliegenden Proben sind alle tiefdunkelgrün und dünnblättrig und unterscheiden sich unter dem Mikroskop nur durch die Korngrösse der einzelnen Minerale. Auch hier erscheint ab und zu Feldspath. Das Vorkommen bei der ersten Eisenbahnbrücke aufwärts von Lend ist verhältnissmässig grobkörnig (für das freie Auge aber schon sehr feinkörnig, nicht mehr auflösbar). Der farblose Epidot bildet theils grössere Krystalle, welche die grössten Quarzkörner in ihren Dimensionen übertreffen; ausserdem erscheint er in kleinen Körnchen und Kryställchen, die mit ersteren durch keine Uebergänge verbunden sind, massenhaft im ganzen Gestein eingestreut, findet sich aber besonders reichlich mit Erz in den Glimmeranhäufungen.

Genau das Gegentheil hat bei einer Varietät vom Sattenthal beim alten Hammer statt. Sie ist ungemein feinkörnig und die winzigen Epidotindividuen (grössere fehlen) bilden mit Erz dichte Anhäufungen im Quarz.

Am epidotreichsten ist das Vorkommen am Wege gegenüber von Stein im Ennsthale. Die farblosen winzigen Epidotkörnchen sind so massenhaft, dass nur allerdünnste Präparate durchsichtig werden; ausserdem erscheint er in längeren farblosen Säulchen, grösseren solchen von gelblicher Farbe und endlich in flachen, farblosen Krystallen, die noch ausführlicher beschrieben werden sollen. Neben grünem Biotit kommen auch grössere Schuppen von braunem vor, die schon mikroskopisch in einzelnen Zonen des Gesteins sichtbar sind. Das Erz bildet hier grössere Individuen, mitunter ziemlich gut ausgebildete Oktaëder. Auch hier tritt, wie im Vorkommen von Maienstadt, welches, wie erwähnt, ebenfalls etwas braunen Biotit enthält, Hornblende auf.

Nicht ganz in die Reihe passend ist der prächtige Biotit-Epidotschiefer vom Ausgange des Gaisbaches unmittelbar bei Rauris, doch soll er gleich hier beschrieben werden. Schon äusserlich lässt das dünnblättrige, feinkörnige Gestein durch seine gelbgrüne Farbe einen grösseren Epidotgehalt vermuthen, der sich mit der Loupe auch erkennen lässt. Unter dem Mikroskop sieht man ein Gemenge von Quarz, Epidot, grünem Biotit und Rutil. Quarz und Glimmer sind bei gleicher Grösse sehr gleichmässig gemengt und zwischen ihnen ist der vorwaltende Epidot in Krystallen so vertheilt, dass gewöhnlich an einzelnen Stellen dichtere Anhäufungen vorhanden sind. Die Form der Krystalle ist meist eine säulenförmige, die grössten dürften 0·8 × 0·15 Millimeter nicht überschreiten, doch kommen namentlich bei den kleineren Individuen jene Formen zur Geltung, wie sie der oft erwähnte farblose Epidot aufweist, während er hier schön weingelb gefärbt ist. Der Rutil bewegt sich in den mittleren Dimensionen des Epidots, sinkt in der Grösse niemals weit herab, tritt manchmal zu radialstrahligen Gruppen zusammen, bildet die bekannten Zwillinge und ist von tiefbrauner Farbe [1]).

3. Glimmerschiefer abweichender Beschaffenheit.

Ein Schiefer nördlich der Schreckalpe, Abstieg gegen Obertauern, ist äusserlich dem Gneiss von der Kante vom Zwilling gegen Kaiblinger äusserst ähnlich, nur etwas dünnblättriger und lichter gefärbt. Ich brauche denselben weiter nicht zu beschreiben; es ist genau dasselbe Gestein, wie es in meiner oft citirten Arbeit unter den Albitgneissen von Schladming, Eingang des Thales, beschrieben ist (pag. 239), nur dass der dort noch hie und da nachweisbare Feldspath ganz zu fehlen scheint, sonst herrscht derselbe Reichthum an Turmalin und Rutilnädelchen; das Erz erscheint bei beiden, mit starker Vergrösserung besehen, blutroth durchscheinend, ist also wohl Eisenglanz. Genau dasselbe Gestein liegt von Labeneck im Taurachthale vor; es ist die feinstkörnige, erz- und rutilreichste Varietät, in der aber merkwürdigerweise der Turmalin ganz fehlt.

Eine zweite Varietät von derselben Localität nördlich der Schreckalpe ist fast weiss, mit einem schwachen Stich ins Grüne, uneben dünnblättrig und feinkörnig. Unter dem Mikroskope erscheint der fast farblose Glimmer (wohl Muscovit) dicht schuppig, in reichlicher Menge angehäuft; etwas Feldspath von der Beschaffenheit wie in den Albitgneissen und wenig Turmalin in grösseren Individuen. Es hängt hier rein vom Belieben ab, das Gestein als Muscovitschiefer mit etwas Feldspath oder als feldspatharmen Muscovitgneiss zu bezeichnen. Beide Varietäten gehören einem tiefen Niveau an. Aeusserlich echten „phyllitischen“ Habitus zeigt das Gestein vom Ausgange des Schlammbaches bei der Brücke im Forstauthale. Mikroskopisch ist es von dem vorhergehenden nicht zu unterscheiden.

In Schiefern aus den liegenderen Partien der Albitgneisszone beginnt wieder der braune Biotit bemerkbarer zu werden, so z. B. in

---

[1]) Dieser schön gelb gefärbte Epidot pflegt sonst in den hier beschriebenen Gesteinen meist nur mit Hornblende zusammen vorzukommen.

einem, grosse Granaten führenden Vorkommen aus dem Sattenthale vor Schwagerstube. Das Gestein besteht einerseits aus Quarz und braunem Biotit, andererseits aus Blättern, die vorwiegend aus Muscovit und Quarz gebildet werden, zu welchen Mineralen aber noch grüner Biotit, wenig brauner, etwas farbloser Epidot und viele kleine Erzkörnchen kommen. Beide Ausbildungsweisen enthalten wenig Turmalin. Die Combination Quarz — brauner Biotit bildet in der anderen „Augen" und kantige „Knoten", flache Schmitzen und unregelmässige Lagen von geringer Ausdehnung; eigentliche weiter durchsetzende Blätter lassen sich nicht verfolgen.

4. Quarz-Glimmerschiefer mit Ankerit (v. A. pag. 613).

Böhm constatirte die Anwesenheit rhomboëdrischen Carbonates in seinen Albitgneissen (a. a. O. pag. 205), ich hob dessen Vorkommen in den Glimmerschiefern hervor (a. a. O. pag. 240); es stellt sich nun heraus, dass dasselbe sehr verbreitet ist, in verschiedenen Schiefern auftritt, von welchen die zuerst hier folgende Gruppe eine grosse Verbreitung besitzt; sie gehört höheren Schichten des Albitgneisscomplexes an.

a) In die erste Abtheilung gehören Gesteine, deren mikroskopisches Bild dem der Albitgneisse sehr ähnlich ist; statt Feldspath tritt das rhomboëdrische Carbonat in Combination. Die Handstücke sehen sehr verschieden aus, sehr viele Vorkommen sind durch wellige Krümmung der Blätter ausgezeichnet. Manche enthalten grössere Quarzausscheidungen oder sind überhaupt quarzreich, zeigen ausgezeichnete Parallelstructur. Die Färbung hängt von der Vertheilung des Quarzes, der Aggregation des Glimmers und der Anwesenheit von nur Biotit oder Kaliglimmer ab. Wo beide Glimmer gemengt erscheinen, sieht die Oberfläche chloritisch aus; man erhält aber kaum Spuren von Wasser aus solchen Partien, Chlorit kann also nicht zugegen sein. Eine typische Probe in dieser Richtung ist das Vorkommen auf der Spitze der Vorderen Foga. Sie ist stark gefaltet, quarzreich, glimmerarm, an den grünen Biotit sind viele Rutilnädelchen und das Erz gebunden. Das rhomboedrische Carbonat ist farblos, selten sieht man besser ausgebildete Rhomboëder, vorwiegend grössere Körner, die seltener zu selbstständigen Bändern aneinandergereiht, sondern meist im Quarz eingestreut sind; dem Biotit weichen sie hier aus, die Menge ist gross. Durch seine starke Absorption hebt es sich ausgezeichnet hervor. Zwillingslamellen sind häufig; ob ursprünglich oder erst durch die Manipulation des Schleifens entstanden, ist nicht ergründlich. Es besteht vorwiegend aus kohlensaurem Kalke, einer erheblichen Menge kohlensauren Eisenoxyduls und sehr wenig kohlensaurer Magnesia, ist also als Ankerit zu bezeichnen.

Hier schieben sich muscovitreiche, feinschuppige Blätter ein, die mit ihrem roth durchscheinenden Erz, Turmalin u. s. w. an die Gesteine von nördlich der Schreckalpe erinnern, namentlich an die erstbeschriebene Ausbildungsweise.

Aeusserlich von gewissen Albitgneissen kaum zu unterscheiden sind Proben vom halben Weg zwischen Lend und Taxenbach und

aus der unteren Partie des Dientnerthales bei Boden. Das hier häufiger in scharfen Rhomboëdern auftretende Carbonat ist fast ganz in braune Pseudomorphosen umgewandelt. Die letztere ist reich an Rutil in leukoxenartigen Aggregaten; beide enthalten Turmalin. Allmälig tritt der Biotit immer mehr zurück und der Muscovit bildet Ueberzüge auf den Trennungsflächen, so z. B. im Gestein von der Edelbachscharte zwischen Forstau- und Prenneggthal. Im Vorkommen vom Fuss des Grieskaareck über der Kogelalpe fehlt der Biotit schon ganz und tritt auch wenig Muscovit innerhalb der einzelnen Blätter als Gemengtheil auf. Das Gestein ist deshalb sehr interessant, weil es trotz seines grossen Quarzreichthums noch starke Faltung zeigt ohne jede Knickung der Blätter. Dem ganzen Typus nach gehört es noch hieher, der Mineralcombination entsprechend, sollte es in eine weiter unten beschriebene Gruppe gestellt werden.

b) Auch die epidotreichen Glieder haben hier ihre Vertretung. Typische Glieder liegen vor von der zweiten Eisenbahnbrücke flussaufwärts von Lend (enthält auch etwas Feldspath) und vom Ausgange des Prenneggthales. Erstere reich, letztere arm an frischem Carbonat. Beide reich an winzigen kleinen Epidotkörnchen und Kryställchen. Während die Gesteine beider Localitäten bei dunkelgrüner Farbe sehr dünnblättrig sind, ist ein gleiches aus der Nähe des obersten Gehöftes an der Kante mit dem Dürrenbachthale (hinter Oberhaus) mehr stenglig ausgebildet und durch die Gleichmässigkeit der Mischung aller Bestandtheile ausgezeichnet. Eine zweite Probe ist sehr glimmerreich, trotzdem stenglig gefaltet; sie enthält viel Turmalin, Ankerit-Pseudomorphosen sehr wenige, neben Biotit grössere Muscovitblättchen und fast keinen Epidot; es gehört also in die vorhergehende Gruppe, nähert sich aber schon sehr Gliedern, welche unter 3) beschrieben wurden.

III. Hornblendegesteine (v. A. pag. 613).

Von den im Wechselgebirge, im Palten- und oberen Ennsthal häufiger vorkommenden Gesteinen mit grüner, strahlsteinartiger Hornblende liegt hier nur eine Probe aus dem Wildbühelthal bei Wagrein (Anstieg über die letzte Alpe) vor. Es ist ein sehr feinkörniger Hornblende-Epidotschiefer, der reich an Kryställchen von schön weingelb gefärbtem Epidot ist; sonst ist der bereits gegebenen Beschreibung von solchen Gesteinen (a. a. O. pag. 244—247) nichts hinzuzufügen, es gehört zu den feldspathfreien, erzarmen Varietäten[1]).

Gesteine der Kalkglimmerschiefer-Gruppe (v. A. pag. 615).

Muscovitschiefer.

Wie aus obigen Beschreibungen hervorgeht, enthalten viele Proben der Schiefer der Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe Muscovit, und ist dem-

[1]) Bezüglich des Verbreitungsbezirkes sei hier bemerkt, dass auch beim Eisenbahnviaduct bei Payerbach, am rechten Ufer der Schwarza, ein ganz gleiches Gestein ansteht, das vielleicht ein paar Erzkörnchen mehr enthält.

nach die Aufstellung einer besonderen Gruppe „Muscovitschiefer“ vielleicht nicht ganz entsprechend. Allein die hier anzuführenden Glieder führen fast niemals Biotit, zum mindesten in keinem Falle in irgendwelcher nennenswerthen Menge; sie entbehren jenes eigenthümlichen, allerdings nicht mit wenigen Worten fixirbaren Charakters der Gesteine des Albitgneisscomplexes. Weitaus die Mehrzahl ist feinschuppig und viele sind in structureller Hinsicht als „Phyllite“ zu bezeichnen; andere weichen von dieser Ausbildungsweise ab, sehen aber äusserlich, eine so bunte Reihe sie auch bilden, den Gesteinen des Albitgneisscomplexes mit vereinzelten Ausnahmen nicht ähnlich. Sie zerfallen wieder in mehrere Unterabtheilungen, von denen aber nur zwei besonders hervorgehoben werden sollen, und zwar solche ohne und mit rhomboëdrischen Carbonaten, an die sich eine Gruppe von Kalkglimmerschiefern anschliesst. Bezüglich des Vorhandenseins von Epidot soll hier weiter nichts mitgetheilt werden, weil er hier keine solche Bedeutung erhält wie oben; ebenso soll von dem Gehalt an organischer Substanz als Abtheilungskriterium abgesehen werden, weil das Hinzutreten derselben ein so allgemeines ist, dass eine Grenze für die Scheidung kaum genau gezogen werden kann.

1. Reine Muscovitschiefer.

Am deutlichsten zur Entwicklüng gelangt sind sie als Einlagerungen in Quarziten am Zauchsee (v. A. pag. 618).

Es sind blättrige Gesteine, wovon einzelne Blätter papierdünn werden. Auf den Trennungsflächen häuft sich der sonst farblos erscheinende Muscovit zu dichteren, grünen, unregelmässig verwaschen begrenzten Partien. In Schliffen sieht man innerhalb der Blätter ein äusserst gleichmässiges Gemenge von kleinen, stark vorwaltenden Quarzkörnern und noch ziemlich grossen Glimmerlamellen. Grössere Epidot- und Turmalinkörner sind selten, ebenso winzige Rutilnädelchen.

Besonders auffallend ist ein Handstück unter dem Gipfel des Sonntagskogel bei Wagrein geschlagen (v. A. pag. 618). Das Gestein ist graugrün, matt, sieht fast erdig aus, ein rechter „Thonschiefer“. Unter der Loupe erscheint es feinschuppig krystallinisch. Unter dem Mikroskop lässt sich bei sehr starker Vergrösserung seine Zusammensetzung aus sehr kleinen Quarzkörnchen und Muscovitblättchen deutlich erkennen. Sehr viele winzige Rutilnädelchen treten in riesiger Menge im ganzen Gestein auf, sind häufig zu Strängen vereint, die sich nur an den dünnsten Randpartien der Präparate auflösen lassen.

Interessant sind hier jene rundlichen oder elliptischen Partien, in denen das Gemenge etwas gröber im Korn ist und die dann von einem dichten Aggregat von Rutilnädelchen kranzförmig umgeben sind. Das Gestein enthält etwas Epidot und Turmalin.

Proben aus dem kleinen Arl-Thal nahe dem Eingange und aus dem Elmauthal, bei Grossarl, lassen durch ihre dunkelgraue Färbung organische Beimengungen vermuthen. Thatsächlich sind sie ein Gemenge von Quarz, Muscovitblättchen und Rutilnädelchen, diese namentlich im zweiten Vorkommen massenhaft auftretend, in dem etwas

organische Substanz in Form von Staub in nicht erheblicher Menge enthalten ist. Letztere ist etwas reicher daran, sie wird durch anhaltendes Glühen lichtgrau.

Ein gleiches Gestein von der Schreckalpe, Uebergang vom Wolfbachthale zum Sulzbach bei Fusch, ist vielleicht noch rutilreicher — es wird nur schwer durchsichtig. Hier erscheint ein Mineral in ganz vereinzelten Leisten, das voll organischer Substanz ist. Nach den wenig freien Partien möchte ich es für Chloritoid halten. Leider kommt es so selten vor, dass das vorhandene Material zur Isolirung nicht ausreicht, es muss daher diese Vermuthung, namentlich im Zusammenhange mit dem unten bei dem Kalkglimmerschiefer aus dem Sulzbachthale Gesagten, eine solche bleiben.

2. Muscovitschiefer mit rhomboëdrischem Carbonat.

Ein lichter, silberweisser „Phyllit" aus einem Seitengraben gegen Enns bei Kleinarl braust beim Betupfen mit Säure; er besteht aus winzigsten Quarzkörnchen und Muscovitschüppchen, zwichen denen Bänder des Carbonates in grösseren Körnern liegen. Durch massenhaft vorhandene Rutilnädelchen, die zu mannigfach gebogenen dichten Strängen vereint sind, erhalten Schliffe ein geflammtes Aussehen.

In einer Probe aus dem Taurachthale, rechtes Gehänge, hinter Mittelfoga, die äusserlich der vorbeschriebenen ähnlich ist, bildet das Carbonat braune Pseudomorphosen, oft in scharf entwickelten Rhomboëdern. Rutil ist weniger vorhanden, hingegen häufig fast farbloser Epidot in Körnern.

Zahlreicher sind die Pseudomorphosen in Proben vom Fuss des Mitterberges, am Wege von Oeblarn nach Gröbming, bei Schloss Gstatt. Die dunklere graue Farbe des ebenfalls sehr dünnblättrigen Gesteines lässt organische Substanz vermuthen, die auch thatsächlich neben sehr vielen stärkeren Rutilnadeln und etwas Turmalin vorhanden ist. Häufig sind rundliche braune Flecken von circa 1 Millimeter Durchmesser, die von den Pseudomorphosen des Carbonates räumlich unabhängig auftreten; sie müssen auf selbstständige Infiltration an hiefür geeigneten Punkten angesehen werden.

Am reichsten an Ankerit ist eine Probe aus dem Elmauthal, bei Grossarl. Das Gestein ist dünnplattig, sehr gleichmässig, feinkörnig, grau; kleine Glimmerblättchen und viele braune Körnchen sind mit freiem Auge sichtbar. Es besteht, wie man unter dem Mikroskop sieht, aus Quarz, Muscovit, rhomboëdrischen Carbonaten, vielen Rutilnädelchen, etwas Turmalin und geringen Mengen organischer Substanz. Den Gehalt an rhomboëdrischem Carbonat schätze ich auf 25—30% und erscheint dasselbe einerseits in den braunen Pseudomorphosen, die nicht selten noch einen unveränderten Kern besitzen, theils in Rhomboëdern, theils in Körnern, anderseits in geringer Menge in bandförmig aneinandergereihten Individuen, die niemals eine Bräunung zeigen. Es scheinen demnach thatsächlich zweierlei Carbonate vorhanden zu sein, womit auch das Verhalten gegen Lösungsmittel übereinstimmt.

Es brausen nämlich Gesteinsstückchen, mit verdünnter kalter Salzsäure übergossen, rasch auf, das dauert aber nur kurze Zeit.

Erwärmt man nun, so löst sich erst der weit grössere Theil der Carbonate. Diese besitzen, wie in allen hieher gehörigen Gesteinen, einen grossen Eisengehalt neben noch mehr Kalk und nur sehr geringen Mengen von Magnesia, die sich manchmal bis zu Spuren verringern. Es dürfte demnach gerechtfertigt erscheinen, neben Ankerit auch Calcit anzunehmen. Durch diesen Umstand wird ein Uebergang hergestellt zu Gesteinen, die eigentlich als

3. Kalkglimmerschiefer

zu bezeichnen sind, denn sie lösen sich schon in sehr verdünnter kalter Salzsäure auf und die rückbleibenden Minerale bilden keine zusammenhängende Masse mehr, sondern meist werden einzelne Individuen völlig isolirt, seltener sind mehrere zu Gruppen verwachsen. Der Gehalt an Eisen ist gering, Magnesia kaum mehr als eine Spur vorhanden. Obwohl man keine braunen Pseudomorphosen sieht, möchte ich auch hier die Gegenwart einer geringen Menge von Ankerit annehmen, denn nachdem sich die weitaus grösste Menge der Carbonate in der Kälte gelöst hat, tritt beim Erwärmen nochmals kurzes Aufbrausen ein, wobei natürlich nicht das Freiwerden gelöst gewesener Kohlensäure gemeint ist; erst jetzt zerfallen die Gesteinsstückchen vollständig.

Eine Probe aus dem Sulzbachthale bei Fusch ist undeutlich schiefrig, körnig und grau, bestimmt ist nur Glimmer zu erkennen, in weissen blattförmigen Zwischenlagen auch Calcit. Unter dem Mikroskop waltet letzterer weit vor. Quarz und Glimmer erscheinen sehr spärlich, Rutil selten, häufiger organische Substanz. Nach diesem Befunde ist man durch die verhältnissmässig grosse Menge des Lösungsrückstandes (gegen 10—15%) überrascht, vorwiegend besteht er aus Quarz, der Glimmer tritt stark zurück, weshalb die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer eigentlich nicht ganz zutreffend ist.

In einer zweiten Probe, aus der des Dorfes Fusch, die bei deutlicher Parallelstructur schlecht „schiefert", grob im Korn ist, kann man in den weissen Partien den Calcit gut erkennen, in welchem ziemlich gleichmässig silbergrauer Glimmer verstreut liegt. Der Gehalt an Quarz und Glimmer ist grösser als in der vorbeschriebenen Probe, an den Glimmer sind organische Substanz und sehr selten Rutil gebunden. Er sieht hier Chloritoid täuschend ähnlich, eine optische Prüfung lässt aber keinen Zweifel, dass das Mineral Muscovit ist.

In weiteren hieher gehörigen Gesteinen fehlt der Ankerit wohl vollständig, obwohl auch da Eisen und Magnesia nachweisbar sind, sie lösen sich aber, bis auf die zu erwähnenden Minerale, vollständig in verdünnter, kalter Salzsäure. Sie sind verschieden gefärbt, von dunkel blaugrau bis rein weiss, schiefrig stenglig oder undeutlich schiefrig, körnig bis fast dicht. Von den nachfolgend erwähnten Proben wurden nur Lösungsrückstände, keine Schliffe untersucht, weil in letzteren die Minerale zu sehr zurücktreten.

In Proben aus dem Harrbachthale bei Grossarl (lichtgrau, stenglig) wurden Glimmer, Quarz, farbloser Epidot und prächtige Zirkonkryställchen mit eingeschlossenen Rutilnädelchen gefunden. Der

Glimmer erscheint in allen hieher gehörigen Vorkommen gleichartig ausgebildet; es sind langgezogene, ganz unregelmässig begrenzte Blättchen, gewöhnlich mehrere übereinander gelagert, zwischen denen oft massenhaft Rutilnädelchen liegen, ebenso etwas kohlige Substanz.

In Proben vom Eingange ins Grossarlthal, bei der Wirthshaussperre (dunkelgrau, reicher an organischer Substanz, die sich auch beim Lösen bemerkbar macht), und aus dem Kleinarlthale gleich beim Orte herrscht Glimmer weit vor, die anderen Minerale verschwinden fast ganz. Am Fuss des Kitzstein über der Schwabhütte bei Wagrein werden diese Gesteine ganz rein weiss, äusserst feinkörnig und undeutlich schiefrig. Neben dem oben beschriebenen Muskovit enthalten sie lange, schwach grünliche, sehr scharf begrenzte Säulchen, die in den grösseren Exemplaren Auslöschungswinkel von 4—5° zeigen und die wohl Aktinolith sind. Sie erscheinen in ganz vereinzelten Exemplaren auch in den anderen Proben. Ansonst sind noch Quarz, farbloser Epidot und Zirkonkryställchen nachweisbar.

Gesteine der Silurschiefergruppe (v. A. pag. 620).

I. Feldspathführende Gesteine.

1. Gneiss (wird unten beschrieben werden).

2. Dioritschiefer.

Aus dem Mühlbachthale liegt ein höchst interessantes Gestein vor; es bildet Einlagerungen in den Silurschiefern und wurde für eruptiv gehalten. Nach mündlichen Mittheilungen des Herrn Vacek ist sein öfteres Vorkommen nicht ausgeschlossen. Es ist tief dunkelgrün, matt, nur an Trennungsflächen hie und da glänzend von aufliegenden Glimmerblättchen, sehr feinkörnig, selbst mit der Loupe lassen sich seine Bestandtheile nicht erkennen, hie und da glaubt man wohl Spaltflächen eines Feldspathes zu sehen. Auf Trennungsflächen gewahrt man Quarz, der aber wohl als Kluftausfüllung zu betrachten ist. Pyrit in mohn- bis hanfkorngrossen Körnern ist häufig. Die mikroskopische Untersuchung lässt folgende Zusammensetzung erkennen: Feldspath als vorwaltenden Gemengtheil, Hornblende, Titaneisen mit der bekannten Umwandlung, und accessorisch Pyrit. Der Feldspath ist fast ausnahmslos zwillingsgestreift, die Lamellen sind meist breit. Auslöschungsbestimmungen führen an den verschiedenen Blättern eines Viellings zu Werthen von 5 und $3^1/_2$°, da aber an nicht isolirtem Materiale eine sichere Orientirung nicht möglich ist, so möchte ich aus diesen Ablesungen keinesfalls den bestimmten Schluss ziehen, dass der Feldspath Albit sei. Wenn irgendwo jeder Zweifel über die Genesis der in der Feldspathsubstanz liegenden Minerale ausgeschlossen ist, so ist es wohl hier; massenhaft liegen in den Individuen, meist gleichmässig in ihnen vertheilt, verhältnissmässig grosse Körner und nicht sehr gut ausgebildete Krystalle eines farblosen, stark lichtbrechenden, lebhafte Polari-

sationsfarben besitzenden Minerals, dessen angeführte Eigenschaften und die zu beobachtenden Formen auf Epidot weisen, der auch in ganz gleicher Weise in und zwischen der Hornblende erscheint. Schon bei 60facher Vergrösserung, besser natürlich bei stärkerer, zerfällt die trübe weisse Masse der Schliffe in Körnchen und klare Substanz, das heisst in Einschlüsse und Feldspath, welch letzterer im p. L. Zwillingsstreifung aufweist. In etwas geringerer Menge ist Hornblende vorhanden, weder der Feldspath noch diese zeigen irgend welche Formausbildung, namentlich letztere bildet meist ganz unregelmässige, vielfach gezackte und zerrissene Fetzen, wie man das sonst nur beim Glimmer zu sehen gewohnt. Oefter kommen länger gezogene Individuen vor, die dann parallel der Längsentwicklung Spaltrisse zeigen, gegen welche die Auslöschungsrichtung schief liegt; ferner zeigen auch Blättchen grösster Ausdehnung Pleochroismus (bei saftgrüner Körperfarbe spangrün bis gelbgrün, hie und da auch etwas bläulich). Diese Eigenschaften und die matte Farbe des Gesteines weisen auf Hornblende, die hier in denselben „flächenförmigen Gebilden“ wie in den Gesteinen des Wechselgebirges und des oberen Ennsthales auftritt (siehe Böhm a. a. O., pag. 212, und meine Arbeit a. a. O. pag. 246).

Bei einfacher Besichtigung im gewöhnlichen Lichte würde man dieses Mineral weit eher für grünen Biotit halten, den ich wohl auf der Oberfläche der Trennungsflächen, aber nicht innerhalb des Gesteines nachweisen konnte. Seine gänzliche Abwesenheit möchte ich dennoch nicht behaupten, denn ohne speciellen optischen Nachweis sind diese Hornblende und gewisse grüne Biotite nicht zu unterscheiden.

In reichlicher Menge ist Titaneisen in seinen bekannten Gebilden im Gestein enthalten; sie übertreffen an Grösse die übrigen Gemengtheile oft stark. Von Titaneisen selbst ist wenig mehr vorhanden, es ist zum grössten Theil in „Titanomorphit“ umgewandelt, und zwar sind es hier verhältnissmässig grössere Titanitkörnchen, die ihn in eigenthümlicher Weise zusammensetzen. Die Pseudomorphosen besitzen eine streifige Textur, die wieder öfter gestrickte Formen liefert. Sie bestehen aus breiteren Streifen, innerhalb welcher grössere Körnchen angehäuft sind und die am Rande von dichten Aggregaten winziger solcher gesäumt werden, welche allerdings der Masse nach zurücktreten. Ich habe derlei Pseudomorphosen noch nie so schön gesehen. Es beweist dies wieder den Reichthum an Titan, der den Gesteinen der ganzen Schichtfolge eigen ist, und auf den ich schon in meiner oft citirten Arbeit hinwies. Von Quarz ist innerhalb dieses Dioritschiefers nichts zu sehen, ja sogar kleine Klüfte im Gestein sind mit deutlich zwillingsgestreiftem Feldspath wieder ausgefüllt.

Nach all diesen Beobachtungen wird es nicht mehr Wunder nehmen, wenn man in dieser Gesteinsfolge Albit, Zoisit und Epidot in frei ausgebildeten Krystallen nicht zu selten findet, die entsprechenden Silicate gehören in grosser Menge den gebirgsbildenden Gesteinen an und scheinen entweder schon bei der Gesteinbildung bei günstigen Bedingungen in freierer Entwicklung gewachsen zu sein, zum Theil mögen sie durch Auswitterung sichtbar werden (Zoisit), und endlich dürfte auch Lösung und Wiederabsatz vorkommen, wofür die letzte angeführte Thatsache bezüglich des Feldspathes spricht.



II. Glimmerschiefer.

1. Muscovitschiefer.

Schiefergesteine recht verschiedenen Aussehens, durch das aber doch ein gemeinsamer Zug geht, bilden die Hauptmasse des Silurs. Im grossen Ganzen erinnern sie sehr an die Muscovitschiefer des Albitgneisscomplexes und wenn auch die einzelnen Proben hieher gehöriger Gesteine von solchen älteren verschieden aussehen, so gibt es doch keine Kriterien, welche eine nur halbwegs sichere petrographische Unterscheidung ermöglichen würden. Wir haben hier dieselben stenglig riefigen, blättrigen „phyllitischen" und „thonschieferartigen" Varietäten wie früher, ja die so recht „erdig" aussehenden von dort liegen hier gar nicht vor. Alle sind nahezu dicht, wenn man auch bei gewissen schuppigen Vorkommen die feinkörnige Ausbildung noch wahrnehmen kann.

Die mineralogische Zusammensetzung ist vielfach eine gleiche. Sie bestehen aus Quarz, Muscovit und Rutilnädelchen, zu denen in einer Reihe noch Hornblende, in anderen Ankerit kommt, etwas Turmalin tritt überall hinzu, organische Substanz nicht immer, Apatit ist sehr selten, vereinzelt brauner Biotit und endlich auch Feldspath u. s. w.

Als Hauptunterschiede treten unter dem Mikroskop Korngrösse, weniger die Art der Vertheilung hervor. Es soll hier keine ermüdende detaillirte Beschreibung dieser Gesteine gegeben werden; ich will eine grössere Anzahl Typen herausgreifen und sie mehr mit Schlagworten zu charakterisiren trachten.

Proben, gesammelt auf dem Wege von Schwaighof nach Blumeck bei Wagrein, sind dünnplattig, haben riefige, fett- bis seidenglänzende Trennungsflächen und eine lichtgrau Farbe. Unter dem Mikroskop erscheint ein sehr gleichmässiges, feinstkörniges Gemenge von Quarz, Muscovit und Rutilnädelchen, accessorisch Erz, Turmalin und farbloser Epidot. In einem ganz ähnlichen Vorkommen am Fusse des Kirchenhügels bei Dienten bildet der sehr reichliche Rutil band- und putzenförmige Anhäufungen, wodurch ein geflammtes Aussehen der Schliffe entsteht.

Eine Probe vom Wege nach dem Kulm, Ramsau, sieht schon „thonschieferartig" aus, erscheint aber dem freien Auge noch feinstkörnig, die graue Farbe hat einen Stich ins Grüne. Unter dem Mikroskop ist sie gröber im Korn als die beiden Vorerwähnten, die Parallelstructur tritt gut hervor, glimmerreicher und rutilarm, die Nädelchen treten zu dichten Aggregaten zusammen. Hier erscheinen bereits einzelne bräunliche Pseudomorphosen nach einem rhomboëdrischen Carbonate. Noch gröber im Korn ist die „phyllitische" Varietät unter der Spitze des Saukahrkogels bei Wagrein, wo der Rutil in grösseren, dickeren Säulen vorkommt. Auch hier erscheint das rhomboëdrische Carbonat und etwas grüne Hornblende in „flächenförmigen Gebilden", selten in Säulchen. Carbonat und Rutil bilden gewöhnlich Anhäufungen.

Eine dünnblättrige Varietät aus dem Dientener Thal (v. A. pag. 622) ist durch ihre graugrüne Farbe auffallend. Sie ist rutil-

arm und enthält grünlich gefärbten Glimmer und Hornblende, grössere Turmalinkrystalle, die ebenfalls vorwiegend nach zwei Dimensionen entwickelt sind. Farbloser Epidot in Körnchen und Säulen ist häufig, Erz nicht selten. Auch Feldspath ist meiner Ueberzeugung nach vorhanden, vollkommen sicher nachweisbar ist er hier nicht; es bildet dieses Gestein einen Uebergang zu dem unten zu beschreibenden Gneiss. An der Strasse von Gröbming nach Pruggern steht das gleiche Gestein an, ist aber feiner im Korn und erzreicher; im Quarz erscheint das Carbonat.

Ganz ähnlich ist das Gestein, welches unter dem Michaeliberg am Ausgange des Sattenthales dem älteren Glimmerschiefer angelagert ist. Bei sehr blättriger Beschaffenheit und graugrüner Farbe kann man das körnige Gefüge noch erkennen. Auf den Trennungsflächen sind tief tombackbraune Biotitplättchen häufig und ist dieser Biotit durch einen auffallend grossen Axenwinkel ausgezeichnet. Im Gesteine selbst erscheint er seltener, Quarz waltet vor, dann folgt der grüne Glimmer und Hornblende, farbloser Muscovit ist ungleichmässig vertheilt, im Ganzen selten. Rutil fehlt ganz, hingegen ist Erz häufig, Turmalin weniger häufig zu sehen.

Hornblendearm, reich an Ankerit und wieder rutilhaltend ist das sonst gleiche Gestein vom Mitterberg — Weg von Oeblarn nach Gröbming.

Vom Fuss des Mitterberges bei Schloss Gstatt liegt eine schlecht schiefernde Probe vor, die auf Bruchflächen fast grauwackenartig aussieht, auf Trennungsflächen den grünlichgrauen Glimmerüberzug aufweist. Vorwiegend sind Quarz und Muscovit, Hornblende ist selten, Ankerit häufig, Erz local angehäuft, Turmalin selten, Rutil fehlt fast ganz. Grössere Quarzkörner sind „streifig“ und besitzen einen Kranz von Muscovitleistchen, die alle mit der schmalen Seite an den Quarz stossen und deren Längsentwicklung senkrecht auf ihm steht. Ebenso verhält es sich mit unregelmässig eckigen Körnern, die durch ihre Einschlüsse sofort auffallen. Unter vielen derlei Individuen fand sich endlich auch ein solches, das Zwillingsbildung zeigt; es scheint nicht zweifelhaft, dass sie einem Feldspath angehören, der zum Beweise seiner Bildung innerhalb dieses Gesteins Carbonatrhomboëder eingeschlossen hat. Es liegt also ein silurischer Gneiss vor und gehört dieses Gestein in die erste Abtheilung, wo es bereits angeführt wurde; der sonstigen grossen Aehnlichkeit wegen wurde es hier beschrieben.

2. Glimmerchloritoidschiefer.

Ueber ein weiteres Vorkommen chloritoidführender Gesteine erhalten wir neuerlich Kunde durch Ch. Barrois; ihm verdanken wir interessante Mittheilungen über dasselbe [1]), aus denen hervorgeht, dass ein reicher Wechsel in der Ausbildung dieser Gesteine stattfindet; unter den beschriebenen Varietäten fehlen aber die in meiner citirten

[1]) „Mémoire sur les schistes metamorphiques de l'île de Groix.“ Annal. de la société geolog. du Nord. Bd. XI. Sitzung am 28. November 1883, pag. 19—71. Die kleine Insel liegt nahe an der Südküste der Bretagne im Departement Morbihan, südlich von Lorient.

Arbeit angeführten kalkführenden Glieder, hingegen spielen die mit Muscovit und Graphit associirten eine hervorragende Rolle. Auch bezüglich der mit den Chloritoidschiefern vorkommenden anderen Gesteine zeigen sich manche Analogien mit den von mir beschriebenen. So möchte ich vorläufig nur auf die Gegenwart des Albites in schiefrigen, phyllitischen Gneissen und auf die Chloritgneisse mit ihren einschlussreichen Feldspathen hinweisen; vielleicht ist mir Gelegenheit geboten, nach directer Vergleichung der bretagnischen und österreichischen Gesteine auf sie zurückzukommen.

Unter den Gesteinsproben des hier behandelten Gebietes liegt nur eine vor, über deren Chloritoidführung kein Zweifel herrscht, obwohl man die Anwesenheit dieses Minerals nach der äusseren Gleichheit oder hohen Aehnlichkeit mehrerer Gesteinsvorkommen der vorsilurischen Reihe oben beschriebener Muscovitschiefer weit öfter vermuthen würde. Dasselbe stammt aus dem Mühlbachthale, ist dünnschiefrig, besitzt eine stark glänzende riefige Oberfläche und eine bleigraue Farbe. Es besteht aus Quarz, Ankeritpseudomorphosen, Muscovit, grösseren Chloritoidlamellen, Rutilnädelchen und enthält graphitischen Staub. Die Chloritoidquerschnitte sind durch ihre schiefe Auslöschung von möglicherweise ähnlich ausgebildetem Glimmer sicher zu unterscheiden. Die Ankeritrhomboëder sind öfter so aneinander gereiht, dass ihre Hauptaxe gewissermassen in einer Linie liegt und sie mit der Basisfläche aufeinander liegen, wie das beim Příbramer Kalkspath bekannt ist.

III. Magnesit.

Am Wegbuge von Dienten nach dem Filzensattel vor der kleinen Capelle stehen mittelkörnige, grauweisse Magnesite an, die bis haselnussgrosse Einsprengungen von Pyrit enthalten. Die Magnesite dieser Zone waren schon mehrfach Gegenstand eingehenderer Untersuchung[1], es konnte sich demnach nur um die chemische Identification dieses Vorkommens handeln. Es wurden neben Kohlensäure und Magnesia gefunden:

unlöslicher Rückstand . . .	10·98	Percent
Eisenoxyd	2·38	„
Kalk	1·91	„

wodurch die Gleichheit desselben mit den bekannten wohl genügend dargethan ist.

Ausserdem erschien es wünschenswerth, den unlöslichen Rückstand näher zu untersuchen, der keineswegs blos aus Pyrit besteht. Die Beobachtungen in Schliffen lehren wenig, weit besser ist es, den Lösungsrückstand zu präpariren. Er besteht aus einzelnen farblosen Kryställchen,

---

[1]) J. Rumpf: „Ueber krystallisirte Magnesite und ihre Lagerstätten in den nordöstlichen Alpen." Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1873, pag. 312—315. Von demselben: „Ueber krystallisirte Magnesite aus den nordöstlichen Alpen." Tschermak's mineral. Mitth. 1873, pag. 263—272. Von demselben: „Pinolit von Goldeck" ebenda, 1874, pag. 281—282. C. v. Hauer: „Neues Vorkommen von Magnesit." Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1867, pag. 55—57.

die nur selten zu papierdünnen, zusammenhängenden Aggregaten vereinigt sind, die kaum je einen Quadratcentimeter Grösse erreichen. Das farblose Mineral ist reich an kleinen, farblosen Einschlüssen, und an ihm haften theils massenhaft, theils vereinzelt flächenreiche winzige Pyritkryställchen. Das farblose Mineral halte ich für Epidot und werde auf dasselbe bei der Beschreibung eines ähnlichen in den Gesteinen des Arlberges zurückkommen.

Ohne weitgehendere Discussion der Beobachtungsresultate an den geschilderten Gesteinen, die besser erst nach folgenden Untersuchungen vorzunehmen sein wird, kann doch schon ein wichtigerer Schluss aus den Ergebnissen bezüglich der silurischen Gesteine gezogen werden.

Durch die pflanzenabdrückeführenden Schiefer der Wurmalpe, die in meiner oft citirten Arbeit ausführlich beschrieben wurden, ist wohl der unwiderlegliche Beweis geführt, dass derlei krystallinische Gesteine aus Sedimenten hervorgehen können. Für die silurischen Schiefer, welche hier behandelt wurden, fehlt zwar ein solcher directer Beweis, allein es erscheint doch kaum zweifelhaft, dass diese Ablagerung nicht in der Form erfolgte, in welcher wir sie heute vor uns sehen, wodurch die Nothwendigkeit der allmäligen Umwandlung, der „Metamorphose", erwächst. Sie brachte Gesteine hervor, die, wie z. B. der Gneiss des Mitterberges, den älteren Albitgneissen schon sehr nahe stehen — es erscheint mir demnach die Annahme der gleichen Entstehungsweise für die älteren Gesteine dieser Zone durchaus nicht zu gewagt. Charakteristisch für die jüngeren, hier silurischen Schiefer ist die Kleinheit aller der sie zusammensetzenden Minerale, ohne dass eine solche nicht auch bei älteren Gesteinen vorkäme; während sie aber bei letzteren vorkommen kann, ist sie bei ersteren Regel. Ich betone dieses Moment, nicht um es vielleicht als Unterscheidungsmittel jüngerer und älterer Gesteine benützen zu wollen, wozu es absolut nicht geeignet ist, sondern weil es mir in genetischer Hinsicht bemerkenswerth erscheint; in welcher Richtung, werde ich später auszuführen Gelegenheit haben.

Schliesslich erlaube ich mir zur Erleichterung der Uebersicht eine Zusammenstellung der Gruppen und Unterabtheilung mit den betreffenden Localitäten, von welchen die untersuchten Gesteine stammen, anzufügen.

Gneiss-Glimmerschiefer-Gruppe.

I. Gneisse.

a) Jüngste Glieder der älteren Gneisse:
Seewigthal vor dem Bodensee, Oberthal bei der Karschalpe.

b) Zwischenglieder, zwischen *a)* und der folgenden Abtheilung *c)*. Oberer Giglersee (Radstadt).

c) Albitgneisse:
Dürrenbachthal, Scharte über Kaiblinger, Zwilling, Kante gegen Kaiblinger, Lend flussaufwärts.

II. Glimmerschiefer.

1. Typische Glieder der Albitgneiss-Gruppe:

   Hauser Kaibling (Scharte), Hasenbach bei Taxenbach, Maienstadt bei Schladming, Walchern bei Oeblarn.

2. Glimmer-Epidotschiefer:

   Eisenbahnbrücke ober Lend, alter Hammer im Sattenthale, gegenüber von Stein im Ennsthale, Ausgang des Gaisbaches bei Rauris.

3. Glimmerschiefer abweichender Beschaffenheit:

   Nördlich der Schreckalpe, Labeneck im Taurachthale, Ausgang des Schlammbaches bei der Brücke im Forstauthale, Sattenthal vor Schwagerstube.

4. Quarz-Glimmerschiefer mit Ankerit:

Abtheilung *a)*:

Vordere Foga, halber Weg zwischen Lend und Taxenbach, Boden im Dientener Thale, Edelbachscharte zwischen Forstau und Prenneggthal, Grieskahreck über der Kogelalpe.

Abtheilung *b)*, epidotreiche Glieder:

Zweite Eisenbahnbrücke flussaufwärts von Lend, Ausgang des Prenneggthales, Ausgang des Dürrenbachthales.

III. Hornblendegestein.

Wildbühelthal bei Wagrein.

Kalkglimmerschiefer-Gruppe.

Muscovitschiefer.

1. Reine Muscovitschiefer:

   Zauchsee (im Quarzit), unter dem Gipfel des Sonntagskogel bei Wagrein, Kleinarlthal nahe dem Eingange, Elmauthal bei Grossarl.

2. Muscovitschiefer mit rhomboëdrischem Carbonat:

   Seitengraben gegen Enns bei Kleinarl, Taurachthal rechtes Gehänge hinter Mittelfoga, Schreckalpe bei Fusch, Fuss des Mitterberges am Wege von Oeblarn nach Gröbming bei Schloss Gstatt, Elmauthal bei Grossarl.

3. Kalkglimmerschiefer:

   Sulzbachthal bei Fusch, bei Dorf Fusch, Harrbachthal bei Grossarl, Eingang in das Grossarlthal, bei Kleinarl, Fuss des Kitzstein über der Schwabhütte.

Silurschiefer-Gruppe.

I. Feldspathführende Gesteine.

1. Gneiss:
   Fuss des Mitterberges bei Schloss Gstatt.

2. Dioritschiefer:
   Mühlbachthal.

II. Glimmerschiefer.

1. Muscovitschiefer:
   Auf dem Wege vom Schwaighof nach Blumeck bei Wagrein, Fuss des Kirchenhügels bei Dienten, Weg zum Kulm (Ramsau), Spitze des Saukahrkogels bei Wagrein, Dientener Thal, Strasse Gröbming-Pruggern, Michaeliberg am Ausgange des Sattenthales, Mitterberg, Weg von Oeblarn nach Gröbming.

2. Glimmer-Chloritoidschiefer:
   Mühlbachthal.

III. Magnesit.

Vom Wegbuge von Dienten nach dem Filzensattel vor der kleinen Capelle

---

Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der julischen Alpen.

Von Dr. Carl Diener.

Mit einer geologischen Karte und einer Gebirgsansicht (Taf. Nr. XII—XIII).

Einleitung.

Aus dem complicirten, vielfach verschlungenen Relief der julischen Alpen[1]) tritt als ein wohlcharakterisirtes orographisches Individuum eine Gebirgsgruppe hervor, deren Culminationspunkt der König dieses ganzen Berglandes, der majestätische Triglav bildet, und die sowohl gegen W als auch gegen S hin von den benachbarten Berggruppen durch ausgesprochene Tiefenlinien getrennt erscheint. Im N und O bilden die Wurzener Save, im W der Schlitza- und Koritnicabach, im S die bemerkenswerthe Thalsenkung der Soča und Savica die natürlichen Grenzmarken dieses eigentlichen Centralstockes der julischen Alpen.

Am schärfsten ist die Trennung im N gegen die Kette der Karawanken, wo die Wasserscheide von Ratschach zwischen dem Weissenbach und der Wurzener Save, ähnlich dem Toblacher Feld oder der Malser Heide, sich kaum über das Niveau der beiden Gerinne erhebt. Auch mit jener Doppelreihe von gewaltigen Gipfeln, die zwischen den tiefen Furchen des Isonzo und der Fella sich aufthürmen, ist der Zusammenhang durch den verhältnismässig niedrigen Predilpass (1162 Meter) nur ein sehr loser. Am wenigsten ausgesprochen ist die Grenzlinie im S. Die Scharten Velika Vrata (1945 Meter) oder Kal (1900 Meter), welche zum Theile sehr beschwerliche Uebergänge aus dem Thale der Trenta in das Gebiet des Wocheiner Sees vermitteln, bilden hier nur unbedeutende Einsenkungen zwischen der ausgedehnten öden Hochfläche der Komna, deren Gebiet noch dem centralen Abschnitte

[1]) Die Bezeichnung im Sinne v. Sonklar's (Petermann's geographische Mittheilungen 1870 und „Ausland“ 1869, Nr. 52) genommen.

der julischen Alpen zufällt, und dem südlich anschliessenden Massiv des Krn und Bogatin.

Innerhalb der genannten Grenzmarken zieht der Hauptkamm der julischen Alpen in vielfach gebrochener Linie in WNW-OSO-Richtung über die Erhebungen des Mangart (2678 Meter), Jalouc (2655 Meter), der Moistróka (2367 Meter), des Prisanig (2555 Meter), Razor (2601 Meter), Križ (2435 Meter) und Steiner (2506 Meter) zu seinem Culminationspunkte, dem stolzen Triglav (2864 Meter), wo er an eine weite Plateaulandschaft anschliesst, die an ihrem westlichen Steilabfalle gegen die Trenta im Kanjavec und der Lipah noch Höhen von 2570 Meter, beziehungsweise 2400 Meter erreicht, während die östlichen Stufen derselben, Pokluka und Mrzalka, selbst in ihren höchsten Theilen kaum mehr in die Krummholzregion aufragen. Von diesem Hauptkamme lösen sich meist rechtwinklig gegen N acht scharfe, ihrerseits wieder vielfach verästelte Kämme ab, zwischen welche — von O nach W fortschreitend — die Thäler: Kerma, Kot, Urata, Velika Pischenza, Planica, Lahnthal und Römerthal eingesenkt sind. Einer weiteren Gabelung jener Seitenkämme verdanken ferner das Schwarzbachthal, die Mala Pischenza und der Martulikgraben ihre Entstehung. Verwickelter noch ist die Configuration des Reliefs auf der Südseite. Doch erhebt sich hier nur der vom Jalouc in südlicher Richtung abzweigende Kamm des Flitscher Grintouc (2350 Meter) zu grösserer Bedeutung.

Die, um überflüssige topographische Beschreibungen zu vermeiden, hier nur in den allgemeinsten Umrissen angedeutete orographische Gliederung steht im innigsten Zusammenhange mit dem geologischen Bau des Gebirges. Die zahlreichen kurzen Querthäler der Nordseite durchbrechen eine langgestreckte, W—O streichende Zone von Dolomitriffen, über der sich im Süden ein mächtiges Hochgebirge von Dachsteinkalk aufbaut, in das die Erosion jene wirren, krausen Linien eingegraben hat, welche uns heute in den wilden Kämmen des höchsten Theiles der julischen Alpen entgegentreten. Von diesen beiden Elementen, die in tektonischer Beziehung zu einem Ganzen verbunden sind, lösen sich die gegen Osten vorgelagerten Plateaux der Pokluka und Mrzalka an grossen Störungslinien ab und spielen auf diese Weise eine hervorragende selbstständige Rolle im Bau des Gebirges.

Ehe ich zur detaillirten Besprechung jedes einzelnen dieser Abschnitte übergehe, mögen noch einige kurze einleitende Bemerkungen hier Platz finden.

Die Aufnahme des in Rede stehenden Gebietes wurde innerhalb des diesjährigen Sommers im Laufe der Monate Juli und August durchgeführt. Da ein nicht geringer Theil dieser Gegenden zu den unwirthlichsten und unzugänglichsten Partieen des Hochgebirges zählt, so ist es wohl selbstverständlich, dass sich insbesondere in Bezug auf die Darstellung der eigentlichen Hochregion manche Lücken ergeben werden. So harren z. B. das ungewöhnlich wilde, karstartige Terrain im Westen der sieben Seen, das Križkar zwischen Razor, Steiner, Križkopf und Bihauc und einzelne Theile des Skerlaticastockes noch einer eingehenden Untersuchung. Als eine Hauptaufgabe betrachtet die vorliegende Arbeit den Nachweis von Districten mit heteropischer Entwicklung, namentlich in dem altberühmten Triasgebiete von Raibl, im

Anschlusse an die Aufnahmen von Oberbergrath v. Mojsisovics[1]) in Südtirol und T. Harada[2]) in Comelico und der westlichen Carnia. Bezüglich dieses Theiles meiner Arbeit fühle ich mich vor Allem Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics für seine freundliche Unterstützung zu innigstem Danke verpflichtet. Auch den Herren Professoren Eduard Suess und M. Neumayr, welche mir das reiche Material in den Sammlungen der k. k. Wiener Universität in liberalster Weise zum Studium überliessen, sei an dieser Stelle der verbindlichste Dank ausgesprochen.

Als Grundlage dienten für die Aufnahme die Blätter „Radmannsdorf" und „Flitsch" der neuen Specialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie im Massstabe 1 : 75.000. Hinsichtlich der Nomenclatur folge ich in der Darstellung, soweit die Specialkarte nicht ausreicht, den beiden vorzüglichsten Kennern der Gruppe, Herrn A. v. Gariboldi und Dr. Julius Kugy, dessen ausgezeichnete „Monographie der julischen Alpen" (Zeitschrift d. deutsch. u. österr. Alpen-Vereines 1883, Heft 2, pag. 370—412) mir die Bereisung derselben in nicht geringem Grade erleichterte[3]).

Von der Mittheilung eines ausführlichen Literaturverzeichnisses glaube ich umsomehr Umgang nehmen zu sollen, als einerseits nur über die Umgebung von Raibl eine umfangreichere Literatur[4]) existirt, andererseits die wichtigeren, das Gebiet der julischen Alpen betreffenden Arbeiten ohnehin an den geeigneten Orten im Text namhaft gemacht sein werden.

Detailschilderungen.

A. Die Zone der Dolomitriffe.

Paläozoische Gesteine, vermuthlich theils carbonischen, theils permischen Alters, bilden entlang der von Tarvis über die Ratschacher Wasserscheide zur Wurzener Save ziehenden Tiefenlinie die unmittelbare Unterlage unseres Kalkhochgebirges. Sie erscheinen an mehreren Stellen innerhalb unseres Gebietes gut aufgeschlossen, z. B. in der romantischen Schlitzaschlucht bei Tarvis, am Ausgange des Römerthales bei Weissenfels und am Leillerberge unterhalb Flitschl. Für die Feststellung des Alters dieser Gesteine fehlen vorläufig sichere Anhaltspunkte. Inwieweit die Auffassung Taramelli's, der dieselben dem Bellerophonkalk zuzählt, gerechtfertigt ist, wird erst eine Aufnahme der westlich anstossenden

[1]) „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien." Wien 1879.

[2]) „Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XXXIII., 1883, pag. 151—189.

[3]) Für die Aussprache der fast durchgehends slovenischen Namen merke man, dass c immer ausgesprochen wird wie das deutsche z, č wie tsch, ž wie das französische j, s wie ss, š wie das französische ch. Von den in Localnamen am häufigsten vorkommenden Bezeichnungen bedeutet: velik — gross; mali — klein; běl (spr. biel) — weiss; černy — schwarz; vrh — Gipfel; glava — Kopf; palica Spitze; planina — Alpe; dolina — Thal; potok — Bach; vrata — Scharte, Thor u. s. w.

[4]) Ein vollständiges Verzeichniss der älteren Literatur findet sich bei Suess, Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XVIII, 1868, pag. 71—123.

Districte ergeben müssen. Dass die eigentlichen Bellerophonschichten in jener Entwicklung, die sie in Südtirol und Westfriaul zeigen, in unserem Gebiete fehlen, steht ausser Zweifel. Vielmehr folgt hier unmittelbar über den paläozoischen Kalken mit scharfer Grenze der Werfener Schiefer. Von einer kleinen Scholle abgesehen, die nächst dem Bahnhofe von Tarvis theils auf den paläozoischen Kalken aufliegt, theils zwischen dieselben eingeklemmt erscheint und tektonisch aller Wahrscheinlichkeit nach noch dem complicirten Faltensystem der Karawankenkette zufällt, treten die Werfener Schichten allenthalben im Süden der vorgenannten Tiefenlinie zu Tage und baut sich über ihnen mit concordanter Schichtfolge die ganze weitere Serie der Triasgesteine auf. Im grellen Gegensatze zu den ausserordentlich gestörten Lagerungsverhältnissen im N des Savethales bilden die Triasgesteine im S desselben eine zusammenhängende, langgestreckte Zone, deren einzelne Glieder mit ungewöhnlicher Regelmässigkeit nach S einfallen und erst am Ausgange des Kermathales bei Moistrana durch eine NS verlaufende Störungslinie abgebrochen werden. Diese flach nach S fallende, nur von wenigen Querverschiebungen betroffene mesozoische Platte auf der einen und das gegenüberliegende, in hohem Grade gefaltete, „stellenweise senkrecht aufgerichtete oder gar gegen N überstürzte Gebirge“ [1]) auf der anderen Seite, bilden einen jener überraschenden Contraste, welche das Studium unseres Alpengebirges so anziehend machen.

Unter allen Profilen, welche sich durch die Triaszone der julischen Alpen legen lassen, hat keines seit der ersten Entwicklung geologischer Forschung auf dem Boden unseres Vaterlandes grösseres Interesse erregt und grössere Beachtung gefunden als jenes von Raibl. Es erscheint daher nur gerechtfertigt, wenn auch ich in der Detailbeschreibung zunächst an dieses, auch in weiteren Kreisen bekannt gewordene Profil anknüpfe, umsomehr, als für dasselbe zwei der ausgezeichnetsten älteren Arbeiten von Suess [2]) und Stur [3]) vorliegên, von welchen die erstere lange Zeit geradezu als Grundlage für die weitere Entwicklung unserer Kenntnisse über die Trias der Alpen gedient hat.

Als tiefstes Triasglied erscheinen im Schlitzathale gegenüber von Flitschl Werfener Schiefer, die sich hier in steiler Schichtstellung an die lichten paläozoischen Kalke des Leillerberges (823 Meter) anlehnen und in ihrer Lagerung zahlreiche untergeordnete Störungen erkennen lassen, wie dies bei einem so wenig festen, thonreichen Material von vorneherein selbstverständlich ist. Ihre vielfach gefalteten und geknickten Schichten bilden in Folge ihrer Neigung zu Rutschungen auf der Strecke von Flitschl bis zu den ersten Häusern von Kaltwasser namentlich nach starken Regengüssen eine beständige Gefahr für die Strasse. Die Mächtigkeit der Werfener Schiefer ist eine ziemlich beträchtliche, doch ist eine selbst nur annähernde Schätzung derselben in Folge der häufigen Wiederholungen einer und derselben Schicht

---

[1]) Suess, „Entstehung der Alpen“, pag. 35.

[2]) Suess und v. Mojsisovics: „Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen.“ I. „Raibl“ von Ed. Suess. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XVII., 1867, pag. 553—578.

[3]) Stur: „Beiträge zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse der Umgegend von Raibl und Kaltwasser.“ Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XVIII., pag. 71—123.

schwer durchführbar. Die tieferen Glieder, meist sandige und glimmerige Schiefer mit unbestimmbaren Wülsten und Wellenflächen oder weisse, sehr dolomitische Kalksteine, sind petrefactenleer. Dagegen zeichnen sich die höheren Etagen durch einen ziemlich erheblichen Reichthum an Versteinerungen aus. *Avicula venetiana, Pecten auritus,* Myaciten und Pleuromyen sind hier die häufigsten Fossilien. Auch die für die obere Abtheilung der Werfener Schichten so charakteristischen hellen Kalkbänke mit *Naticella costata* treten hier auf und bilden beispielsweise jene Unzahl kleiner Riffe, welche gegenüber dem gräflich Arco'schen Jagdhause aus dem Bett der Schlitza hervortreten und beinahe ausnahmslos sehr steiles (70°) S-Fallen zeigen.

Ueber den Werfener Schiefern erscheint in dem Graben, welcher an der rechten Thalseite dem ersten Hause von Kaltwasser gegenüber in die Schlitza einmündet, der Untere Muschelkalk aufgeschlossen. Er ist hier durch dieselben rothen Schiefer und das bunte Conglomerat vertreten, das den Unteren Muschelkalk in Südtirol charakterisirt. Seine Mächtigkeit ist eine ziemlich geringe, das charakteristische Aussehen des Kalkconglomerates macht ihn jedoch überall leicht kenntlich und wird dasselbe insbesondere in den östlichen Theilen der Gruppe zu einem wichtigen Leitfaden für den Aufnahmsgeologen, indem es dort die Trennung der Werfener Schiefer von den petrographisch sehr ähnlichen Sandsteinen des Oberen Muschelkalkes und der Buchensteiner Schichten ermöglicht.

Schon auf der entgegengesetzten Seite dieses Grabens, dessen Breite der Untere Muschelkalk einnimmt, tritt ein Complex von Schiefern, Sandsteinen, Tuffen und Conglomeraten zu Tage, der von Suess unter der Bezeichnung: „Doleritische Tuffe von Kaltwasser" in die Literatur eingeführt wurde. Gute Aufschlüsse finden sich auf der rechten Seite des Schlitzabaches trotz der grossen Mächtigkeit dieses Schichtcomplexes nicht eben viele. Einer der günstigsten ist noch der von Stur erwähnte in einem Graben, der östlich des Wirthshauses von Kaltwasser sich erst in südlicher, dann östlicher Richtung in das Gehänge des Nordfusses der Fünfspitzen einschneidet. Aus diesem Aufschlusse stammen nach den Mittheilungen Stur's:

Holopella Lommeli Mstr.
Loxonema subornata Mstr.
Myophoria ornata Mstr.

Von Pflanzenresten:

Equisetites cf. Mougeoti Schp.
„ *arenaceus Sch.*
Pterophyllum Jaegeri Brgn. (?).
„ *Gümbeli St.*
„ *Haidingeri Goepp.*
Voltzia cf. heterophylla Sch. & Mstr.

Für die Altersbestimmung der Tuffe von Kaltwasser geben uns die bisher gefundenen Fossilien kein Mittel an die Hand; ebensowenig gewähren die Lagerungsverhältnisse bei Kaltwasser hierüber sicheren Aufschluss. Dieser wurde mir erst weiter im Osten, wo die genannten

Tuffe sich zu einem der für das Verständnis der Stratigraphie jenes Gebietes bedeutungsvollsten Horizonte entwickeln, im Martulikgraben zu Theil. Der späteren ausführlichen Darstellung dieser Verhältnisse vorgreifend, sei gleich hier erwähnt, dass die doleritischen Tuffe und Sandsteine in dem weitaus grössten Theile unseres Gebietes den Oberen Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten vertreten. Nur bei Kaltwasser selbst dürften die hangendsten Partieen der Tuffe möglicherweise noch höhere Triasglieder repräsentiren, wie die Funde von *Dinarites avisianus Mojs.* und *Balatonites Carinthiacus Mojs.* darzuthun scheinen. Beide Typen weisen auf Wengener Schichten hin, insbesondere *Dinarites avisianus,* der sich auch im Riffkalk des Latemar findet, während die *Balatonites Carinthiacus* nächststehende Form *B. Waageni Mojs.* aus dem weissen Riffkalk der Marmolada, mithin gleichfalls aus dem Niveau der Wengener Schichten stammt.

Unmittelbar hinter der Brücke von Kaltwasser schaltet sich ein Lager von rothem Felsitporphyr in die Tuffe ein, dessen Auftreten auf ein stockförmiges Vorkommen hinzudeuten scheint. Während L. v. Buch[1]), Melling[2]) und Peters bezüglich dieses Porphyrs an jener Anschauung festhalten, welche in jedem Porphyr ein Product eruptiver Thätigkeit erblickt, glaubt v. Morlot[3]) denselben auf Grund des Fehlens schlackiger und geschmolzener Gesteine eher als eine sedimentäre Bildung auffassen zu müssen, eine Ansicht, der auch Tschermak[4]), gestützt auf eingehende petrographische Untersuchungen, theilweise beipflichtet. Ich wage es umsoweniger zu dieser Frage Stellung zu nehmen, als für die eine wie für die andere Hypothese schwerwiegende Argumente sprechen, deren richtige Würdigung dem erfahrenen Vulcanologen überlassen werden muss.

An der oberen Grenze der doleritischen Tuffe tritt ein jäher Facieswechsel ein und sehen wir an Stelle der durch subaerische Auflösung in sanft gerundete Rücken und Hügelwellen zertheilten Tuff- und Mergelablagerungen ein mächtiges Dolomitgebirge sich emporthürmen, dessen Steilwände die Strasse von der Schmelzhütte bei Kaltwasser bis zum Ausgange des Kunzengrabens in der Nähe der ehemaligen Cementfabrik bei Raibl begleiten und in den schroffen Zackenbildungen des Eibelkopfes (1742 Meter) und der Fünfspitzen (1902 Meter) culminiren. Ihnen entsprechen auf der linken Thalseite der Schlitza die erzführenden Kalke und Dolomite des Königsberges (1918 Meter), die ihre unmittelbare Fortsetzung bilden. Selbst die für den Dolomit des Königsberges so bedeutungsvollen Galmeierze finden sich in dem Kalke der Fünfspitzen, wenigstens in Spuren wieder und wurde sogar vor einigen Jahren durch die Bleiberger Gewerkschaft in dem letzteren ein Stollen auf Bleiglanz und Galmei eröffnet, der freilich schon kurze Zeit später als unergiebig verlassen werden musste.

---

[1]) Leonhard's mineral. Taschenbuch f. 1824, pag. 408—416.

[2]) Berichte der Freunde der Naturwissenschaften in Wien, V., pag. 31—37.

[3]) „Ueber die geologischen Verhältnisse von Raibl." Jahrb. der k. k. geol. Reichs-Anst. I., pag. 255—268.

[4]) „Ueber den Raibler Porphyr." Sitzungsberichte der Akad. d. Wiss. LII., pag. 436—444.

Erst in der unmittelbaren Nähe von Raibl gelangen wir in das Hangende des erzführenden Kalkes und betreten damit ein Gebiet, das in den Annalen geologischer Forschung zu hoher Berühmtheit gelangt ist. Hier folgt auf der linken Thalseite jener mächtige Complex von Mergelablagerungen, der, mit den fischführenden Schiefern am Südfusse des Königsberges beginnend, bis zu dem Hauptlager der *Myophoria Kefersteini* an der Raibler Scharte hinaufreicht und über diesem durch den Zwischendolomit des Alpl's getrennt, eine zweite Mergelbildung, deren prächtigste Aufschlüsse auf der rechten Thalseite in den Gehängen des Torer- und Thörl-Sattels liegen.

Kein Punkt ist so geeignet, die stratigraphischen Verhältnisse der rechten Thalseite zur Uebersicht zu bringen, als die Raibler Scharte (1325 Meter). Wenige Worte dürften zur Erläuterung des instructiven Bildes, das sich von hier aus enthüllt, genügen, umsomehr, als die beigegebene Zeichnung (Taf. XII) dasselbe weit besser zum Verständnis zu bringen geeignet ist, als die ausführlichste Beschreibung dies vermag.

Unter den bereits der Region des Dachsteinkalkes zufallenden Wänden der Lahnspitzen tritt die obere Abtheilung der Mergelbildungen hervor, die vom Thörlsattel durch das Revier der Thörl-Eibel-Alpe in das Gerinne des Fallbaches herabzieht und oberhalb der Schlusswand des letzteren noch einmal gut aufgeschlossen erscheint. Jene Wand selbst gehört schon dem Zwischendolomit an, der die Mergelbildungen des Thörl-Sattels von jenen der Raibler Scharte trennt. Seine Fortsetzung tritt in den Dolomitwänden jenes kurzen, gegen N steil abfallenden Rückens zu Tage, der zwischen den Wasserläufen des Fallbaches und des Rauschengrabens zum flachen Felskamm des Gr. Schober hinansteigt. An der Basis dieses Rückens sehen wir die unteren Mergelbildungen — die Fortsetzung des Schichtencomplexes zwischen der Raibler Scharte und dem Südfusse des Königsberges — aufgeschlossen. Deutlich können wir beobachten, wie die Schiefer der Raibler-Scharte gerade gegenüber dem Ausgange des Fallbaches das Schlitzathal übersetzen, können ihre sonderbaren, energischen Knickungen und Aufbiegungen unter der Fallbachwand bewundern, können ihr Fortstreichen durch die Gehänge des Thörl-Eibel-Kopfes (1260 Meter) und die schutterfüllten Tobel des Rauschengrabens bis in die obersten Partieen des Kunzengrabens verfolgen, wo zwei spitze Mergelzungen, die durch ihre lebhaft gelbbraune Färbung von den lichten weissgrauen Kalken sich scharf abheben, tief in die ungeschichtete Dolomitmasse der Fünfspitzen eingreifen. Vergebens sucht man eine Fortsetzung dieser Mergelzungen in der Nähe der Gamsenklamm oder in dem zum Gr. Schober südwärts ziehenden Rücken. Ungeschichteter Dolomit setzt diesen ganzen Kamm von den Fünfspitzen bis zum Thörl-Sattel ausschliesslich zusammen, die Mergelbildungen erreichen in den obersten Partieen des Kunzengrabens thatsächlich ihr Ende und über ihnen verschmilzt der erzführende Kalk der Fünfspitzen mit dem Zwischendolomit des Gr. Schober und des Thörl-Eibel-Kopfes zu einer einheitlichen, homogenen Masse.

Wer die Dolomitriffe von Südtirol kennt, der wird sich bei dem Anblick dieses Bildes sofort an dieselben erinnert fühlen und keinen

Anstand nehmen, das rechtsseitige Gehänge des Kunzengrabens als die Böschungsfläche eines alten Riffes zu deuten, in welches die anlagernden Mergel fingerförmig eingreifen. Auch ich empfing bei dem ersten Besuche der Raibler Scharte diesen Eindruck. Eine darauffolgende, eingehende Untersuchung des Kunzengrabens bestärkte mich wesentlich in meiner Auffassung, und kurze Zeit nachher hatte ich die Genugthuung, auch durch Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics, der sich mit besonderer Liebenswürdigkeit der ziemlich beschwerlichen Begehung des Kunzengrabens in meiner Gesellschaft unterzog, meine Voraussetzungen vollinhaltlich bestätigt zu finden.

Der Ausgang des Kunzengrabens ist in Mergel und Schiefer eingeschnitten, welche petrographisch mit jenen der Raibler Scharte übereinstimmen und zahlreiche, doch meist schlecht erhaltene Fossilien führen. Stur identificirt dieselben mit den beiden tiefsten Niveaux der Raibler Scharte, was auch den Lagerungsverhältnissen ganz gut entspricht. Ueberschreitet man den breiten Schuttkegel, den der Kunzenbach vor seiner Einmündung in die Schlitza aufgehäuft hat, so hat man zur Linken einige kleine Dolomithügel, welche bis an die Strasse herantreten und durch eine hinter denselben unverhältnismässig tief eingreifende Mergelzunge fast vollständig von ihrem Zusammenhang mit dem erzführenden Kalk der Fünfspitzen losgelöst erscheinen. Leider sind diese Dolomithügel durch eine kurze Strecke stark verwachsenen Terrains von den zunächst liegenden Partieen der Mergel und Schiefer getrennt, so dass man die Anlagerung derselben an den Dolomit nicht beobachten kann; doch findet sich hin und wieder ein Gesteinsstück, das bereits stark dolomitischen Habitus trägt, aber noch die charakteristischen Fossilien der Schiefer führt, so dass hier wohl auf einen allmäligen Uebergang der Mergel- in die Dolomitfacies geschlossen werden darf. Der zur Gamsenklamm emporziehende Graben ist durchaus in ungeschichteten Dolomit eingeschnitten. Auch die Steilwände der Fünfspitzen, welche denselben zur Linken flankiren, entbehren in ihren unteren Theilen jeder Schichtung. Dagegen macht sich in dem eigentlichen Gipfelbau eine Reihe paralleler, 40—45° S fallender Bänder bemerkbar, die namentlich dort, wo sie zur Ansiedelung von Rasen- und Krummholzplätzchen Gelegenheit geboten haben, in auffallender Weise hervortreten und z. B. dem am meisten gegen S vorgeschobenen Gipfelzacken ein treppenförmig gebrochenes Aussehen verleihen. Es ist offenbar dieselbe Erscheinung, welche v. Mojsisovics als „Ueberguss-Schichtung an der Aussenseite der Riffmassen" bezeichnet. Auch die für die Dolomitriffe Südtirols charakteristische Blockstructur findet sich in den Gehängen der Gamsenklamm wieder.

Hat man den von der Gamsenklamm in SW-Richtung herabkommenden Graben passirt, so gelangt man bald darauf zu einer klammartigen Verengung des Kunzengrabens und damit zu der Grenze zwischen dem Dolomit und den Mergeln, die auch in ihrem weiteren Verlaufe durch das Bachbett gegeben erscheint. Während in dieser Klamm starke locale Störungen die ursprüngliche Anlagerung der Sedimente an den Dolomit verwischt haben und man beispielsweise an dem Ausgange der Klamm die Schiefer deutlich an der

nach NW streichenden Dolomitwand der rechten Grabenseite abstossen sieht, bemerkt man in den oberen Partieen wiederholt ein ganz allmäliges Uebergehen der Mergel in kalkige und dolomitische Schichten. Die Sohle des Grabens ist meist erfüllt von zahllosen Riffsteinen und Dolomitbreccien, wie man sie in Südtirol stets an der Aussenseite der Riffe zu sehen gewohnt ist. Im Allgemeinen herrschen lebhaft gefärbte und geflammte Breccien vor, offenbar identisch mit jenen Gesteinen, die ehemals von Pošepny[1]) als typhonisch beschrieben wurden. Auch die eigentlichen „Cipitkalke" finden sich in grosser Menge. Schöne Riffsteine mit wohlerhaltenen Korallen, Cidaritenstacheln, Anthozoën und Spongien, wie sie in der Umgebung von St. Cassian, im Seelandthale auf dem Dürrenstein und an vielen anderen Orten in Südtirol so häufig sind, kommen dagegen ziemlich selten vor. Doch war ich bei meinem ersten Besuche des Kunzengrabens so glücklich, ein charakteristisches Stück eines solchen, dessen Aussenseite ganz mit Korallenresten und Harttheilen von Echinodermen bedeckt war, zu erhalten. Ausserdem fanden sich in einem Block von Cipitkalk mehrere Hohldrücke von Gasteropoden, von welchen einer als dem Genus *Chemnitzia* angehörig erkannt wurde. Die Schiefer und Mergel führen hier geradeso wie im Rinnergraben am Südfusse des Königsberges zahlreiche Pflanzenreste, unter denen *Voltzia*-Arten die Hauptrolle spielen. Auch ein Exemplar eines wahrscheinlich der Gattung *Pholidopleurus* angehörigen Fisches und Stacheln von *Cidaris dorsata Braun.* stammen von dieser Stelle.

Weiter aufwärts steigend, gelangt man in immer höhere Niveaux der Mergelschichten, die sich flach an die Böschungsfläche des Riffes der Fünfspitzen anlegen, das einzelne Dolomitkeile in dieselben entsendet, wodurch jedes Mal eine kleine Wandstufe des Bachbettes veranlasst wird. Alle diese untergeordneten Erscheinungen treten jedoch zurück gegenüber den beiden obersten Mergelzungen, deren eine auf eine Distanz von mindestens 200 Meter fingerförmig zwischen den erzführenden Kalk der Fünfspitzen und den Zwischendolomit des Schober und Thörl-Eibel-Kopfes eingreift. Hier findet sich auch das Lager der *Myophoria Kefersteini Mstr.* von der Scharte wieder; ausser losen Exemplaren in der Sohle des Grabens trafen wir hier die ersten Durchschnitte vereinzelt im anstehenden Gestein. Selbst die Annahme eines Systems von Verwerfungen complicirtester Art würde kaum hinreichen, für das Eingreifen und scharfe Auskeilen dieser spitzen Mergelzungen im Riffdolomit eine befriedigende Erklärung zu geben. Eine solche liegt vielmehr nur in der Annahme, dass in dem Wachsthum des Riffes der Fünfspitzen eine Unterbrechung eintrat, die Bildungen einer seichten Meeresbucht sich an die Böschungsfläche desselben anlagerten und erst mit dem Eintritte einer neuen Wachsthumsperiode des Riffes der Dolomit sich weiter gegen Süden auszubreiten und über die Mergelschichten allmälig überzugreifen Gelegenheit fand.

Der Zwischendolomit des Schober und Thörl-Eibel-Kopfes, der über den auskeilenden Mergelzungen mit dem erzführenden Kalk der Fünf-

---

[1]) „Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten." Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. XXIII., pag. 317—425.

spitzen zu einer einheitlichen untrennbaren Masse verschmilzt, zeigt sich unmittelbar im Hangenden der Bänke mit *Myophoria Kefersteini* noch dünn geschichtet, geht jedoch gegen oben zu rasch in immer massigere Partieen über und beginnt erst wieder in der Nähe des Thörl-Sattels Schichtung anzunehmen. Von hervorragender theoretischer Bedeutung ist das zahlreiche Vorkommen von weissen Oolithen in diesem Zwischendolomit. Es entsprechen dieselben durchaus jenen weissen, feinkörnigen Oolithen, die in Südtirol ein constantes Niveau im Cassianer Dolomit an der Basis der Raibler Schichten bilden.

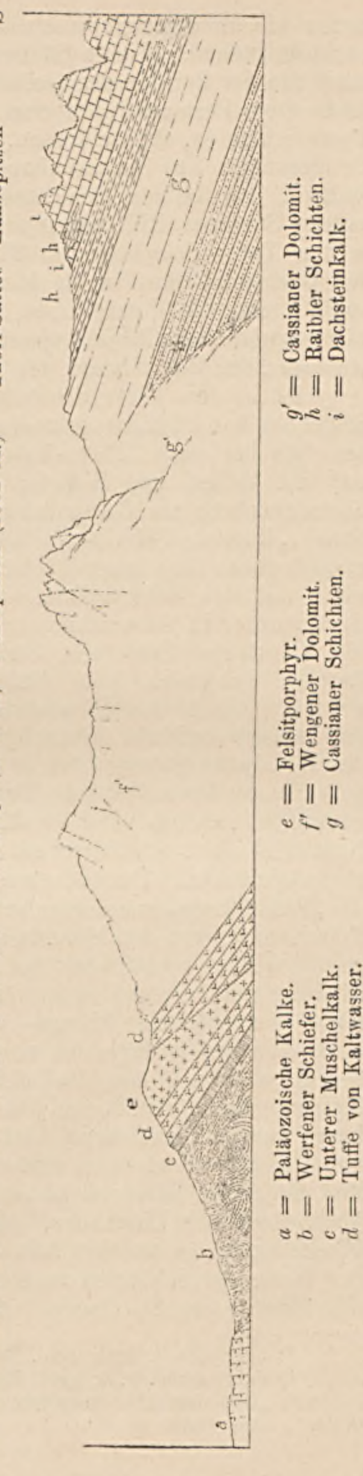
Gegen Süden nimmt in natürlicher Consequenz der eben geschilderten Verhältnisse der Zwischendolomit an Mächtigkeit beständig ab, während die mergeligen Sedimente an derselben entsprechend zunehmen. Der südlichste Aufschluss, an welchem die letzteren auf der rechten Thalseite der Schlitza noch entblösst sind, befindet sich am Fusse der ca. 60 Meter hohen Dolomitwand des Fallbaches. Diese Wand ist stets von allen bisherigen Beobachtern mit Recht als eine Blattfläche aufgefasst worden, an welcher der Schichtenverband der Mergel und Schiefer der Raibler Scharte eine Querverschiebung nach N erlitten hat. In diesen vielfach geknickten und gequälten Schiefern gelang es meinem Freunde Dr. August Böhm und mir, Reste von Fischen zu finden, die in den hervorstechendsten Merkmalen mit *Pholidopleurus typus Br.* übereinstimmen. Mit denselben zugleich kommen stark verdrückte Posidonomyen mit gerunzelter Schalenoberfläche und zahlreiche räthselhafte Organismen vor, die in ihrer äusseren Erscheinung noch am meisten an *Acanthoteuthis* oder *Phragmoteuthis* erinnern. Die relative Armuth an Versteinerungen und die exponirte Lage dieser Fundstelle lassen übrigens eine Ausbeutung derselben in grösserem Massstabe keineswegs empfehlenswerth erscheinen.

An der Wand des Fallbaches treten eben in Folge der erwähnten Querverschiebung die Mergelablagerungen der Raibler Scharte und des Kunzengrabens mit den ein höheres Niveau repräsentirenden Bildungen des Thörl-Sattels fast in unmittelbare Berührung. In dem weiten Kar, dessen tiefste Rinne das trümmererfüllte Bett des Fallbaches einnimmt, sind die letzteren in Folge der oberflächlichen Bedeckung mit Gehängschutt nur spärlich aufgeschlossen und erst der Kamm des Thörl-Sattels entblösst ihre, schon aus weiter Entfernung durch eine röthliche oder gelbbraune Färbung auffallenden, bald mehr, bald weniger kalkreichen Mergelschichten. Ich habe den ausführlichen Beschreibungen dieser Localität, sowie des südöstlich anstossenden Torer Sattels zwischen Gamsspitze (1743 Meter) und Versič (1918 Meter) durch Suess und Stur nur wenig neues hinzuzufügen. Von wesentlichem Interesse erscheint mir das bisher unbekannt gebliebene Vorkommen der *Myophoria Kefersteini Mstr.*, die als ein ausschliessliches Leitfossil des Niveaus der Raibler Scharte galt, in den kalkreichen Schichten des Thörl-Sattels, die sich unmittelbar über der Bactryllien-Bank Stur's befinden. Es erweist sich ferner jene auffallende, lichte Kalkbank in dem Profil des Thörl-Sattels, die hier den dunkleren Bänken der Corbula-Schichten eingelagert ist und auch bereits bei Stur[1]) Erwähnung

[1]) a. a. O. pag. 81.

findet, als eine Zunge von Dachsteinkalk, die von den Lahnspitzen her in den Schichtverband des Thörl-Sattels eingreift. Aus der beigegebenen Ansicht der rechten Thalseite von Raibl, von der Raibler Scharte aus (Taf. XII) lässt sich dieses heteropische Verhältnis ohne Mühe entnehmen. Ueber den höchsten Schichtgliedern des Thörl-Sattels lagern concordant in einer Mächtigkeit von mindestens 300 Metern die Massen des Dachsteinkalkes der Lahnspitzen, die, im Versič noch jeder Schichtung entbehrend, erst gegen die Predilspitzen zu solche annehmen und das Profil der Trias von Raibl nach oben hin zum Abschlusse bringen.

Es bleibt nunmehr noch die Frage zu beantworten, welchen Horizonten der alpinen Trias die einzelnen Glieder dieses Profils zu parallelisiren sein dürften. Schon Stur[1]) hat gelegentlich seiner Aufnahmen in der Umgebung von St. Cassian der Ansicht Ausdruck gegeben, dass die Schichten des Thörl- und Torer Sattels, welche von Suess unter der Bezeichnung „Torer Schichten" in die Literatur eingeführt worden waren, den Raibler Schichten von Südtirol entsprechen. Ebenso glaubte v. Mojsisovics[2]) dieselben mit den rothen Schichten des Schlernplateaus identificiren zu sollen. In der That können die Torer Schichten nur als ein Aequivalent der Raibler Schichten von Südtirol betrachtet werden,



Profil durch das Triasgebiet von Raibl (rechtes Gehänge des Schlitzathales).

[1]) „Eine Excursion in die Umgebung von St. Cassian." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1868, XVIII., pag. 529—569.

[2]) „Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1869, XIX., pag. 91—151.

denen sie in stratigraphischer wie in paläontologischer Hinsicht am nächsten stehen. Wie in Südtirol die Bildungszeit der Raibler Schichten das Ende der Periode der Dolomitriffe bezeichnet, so erscheint auch bei Raibl diese Periode durch eine Ablagerung von litoralem Charakter, die Torer Schichten, abgeschlossen. Hier wie dort bilden jene Seichtwasserablagerungen das unmittelbare Liegende der Dachsteinkalke. Wie in Südtirol die Raibler Schichten durch letztere nicht selten, z. B. im ganzen Sextener Riff heteropisch vertreten werden, so zeigt sich auch in den Torer Schichten des Thörl-Sattels ein heteropisches Eingreifen des Dachsteinkalkes in die Mergelfacies. In paläontologischer Hinsicht endlich sind die Funde eines *Arcestes Gaytani Lbe.* und eines *Joannites cymbiformis Mojs.*, typischer Formen aus der Zone des *Trachyceras Aonoides*, für das Niveau der Torer Schichten bezeichnend.

Ist in den Torer Schichten ein zeitliches Aequivalent der Raibler Schichten von Südtirol gefunden, so liegt es nahe, den Zwischendolomit des Schober und Thörl-Eibel-Kopfes als Cassianer Dolomit und die Mergel und Schiefer der Raibler Scharte und des obersten Kunzengrabens als Cassianer Schichten anzusprechen. Da der Name „Raibler Schichten" von Fr. v. Hauer[1]) und Foetterle[2]) ursprünglich für diesen Schichtencomplex, der später irrthümlicherweise mit den Schlernplateau-Schichten v. Richthofen's[3]) parallelisirt wurde, in Anwendung gebracht worden war, so sollten eigentlich die Cassianer Schichten Südtirols als Raibler Schichten und die Raibler Schichten von Südtirol als Torer Schichten bezeichnet werden. Allein die Verwechslung beider Begriffe ist heute, nachdem der wissenschaftliche Sprachgebrauch für die geologischen Horizonte der Südalpen genau fixirt ist und eine weit über eine blosse Localbezeichnung hinausgehende Bedeutung gewonnen hat, nicht mehr rückgängig zu machen, und so dürfte wohl nichts übrig bleiben, als den Namen „Raibler Schichten" auf die Torer Schichten und ihre Aequivalente zu beschränken. Der längere Zeit hindurch eingeschlagene Vorgang, die „Fischführenden Schiefer von Raibl" als einen selbstständigen, tieferen Triashorizont von den Mergeln und Schiefern der Raibler Scharte zu trennen, erscheint im Hinblick auf die stratigraphische und paläontologische Stellung der ersteren gegenwärtig nicht mehr haltbar. Es bildet vielmehr der mächtige Mergel- und Schiefercomplex, der die Bucht von Raibl von der Scharte bis zum Rinnergraben am Südfusse des Königsberges und von der Fallbachwand bis zum oberen Ausgange des Kunzengrabens erfüllt, in jeder Beziehung ein einheitliches, untrennbares Ganze. Dies beweist nicht nur die Gleichartigkeit vieler Fossilien, vor Allem der Fisch- und Pflanzenreste, welche durch die ganze Mächtigkeit der Serie hindurch andauern, sondern auch die in dieser Hinsicht hochbedeutende Thatsache, dass gerade in den tiefsten Niveaux der Fischschiefer, in welchen man die längste Zeit hindurch eine Vertretung der Wengener Schichten zu sehen glaubte, sich typische Repräsentanten der Fauna von St. Cassian gefunden haben, auf Grund deren auch

[1]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. VI., pag. 744, 745.
[2]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. VII., Verhandlungen pag. 373.
[3]) „Geognostische Beschreibung von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe." Gotha 1860.

v. Mojsisovics[1]) dieselben als „eine mit den Cassianer Schichten zeitlich nahe verwandte, wahrscheinlich übereinstimmende Bildung" bezeichnet. Entscheidend ist in dieser Beziehung vor Allem die Cephalopodenfauna des fischführenden Schiefers, von welcher die nachfolgenden Species[2]):

Trematodiscus Klipsteini Mojs.
Trachyceras basileus Mstr.
„ *furcatum Mstr.*
„ *Aon Mstr.*
Lecanites glaucus Mstr.

sämmtlich der Zone des *Trachyceras Aon* angehören und mit den gleichen Arten aus der Umgebung von St. Cassian vollkommen identisch sind.

Der erzführende Kalk der Fünfspitzen repräsentirt dementsprechend in seinen höheren Partieen bereits die Dolomitfacies der Cassianer, in seinen tieferen Lagen hingegen jene der Wengener Schichten. Eine auch nur annähernd genaue Trennung beider Horizonte ist nicht nur an dieser Stelle, sondern auch, wie ich sogleich anticipirend bemerken will, in unserem ganzen Gebiete überhaupt undurchführbar.

Ich habe es mit Absicht vermieden, die sogenannten „Leitfossilien" der Bildungen des Torer Sattels und der Raibler Scharte in den Kreis dieser Erörterungen zu ziehen. Ein vergleichendes Studium der chorologischen Verbreitung der bisher als Leitfossilien angesehenen Bivalven lässt es nämlich gerechtfertigt erscheinen, bei der geologischen Altersbestimmung kein allzu grosses Gewicht auf ihre Anwesenheit zu legen, da nur die wenigsten derselben thatsächlich für ein constantes Niveau charakteristisch sein dürften. Ich erinnere in dieser Hinsicht blos an das Vorkommen von *Myophoria Kefersteini Mstr.* in den Raibler Schichten des Thörl-Sattels und den Cassianer Schichten, der Raibler Scharte und des Kunzengrabens, von *Myophoria ornata Mstr.* in den Cassianer Schichten der Stuoresschneide und den Buchensteiner oder Wengener Sandsteinen von Kaltwasser, von Pachycardien-Gesteinen in den Raibler Schichten des Schlernplateaus und den Wengener Tuffen des Frombaches auf der Seisser Alpe, von *Corbis Mellingi Hau.* in den Raibler Schichten des Torer Sattels und den Wengener Riffsteinen im Seelandthale und bei Ampezzo etc. Es geht wohl aus dieser kleinen Liste, deren Umfang übrigens ohne besondere Schwierigkeit beträchtlich erweitert werden könnte, bereits mit hinreichender Deutlichkeit hervor, dass so ausserordentlich wenig mutationsfähige Organismen, wie die angeführten Bivalven, sich als entscheidende Kriterien für die Gliederung in verschiedene Zonen kaum mit Erfolg verwerthen lassen. Keine der genannten Arten, welche die längste Zeit hindurch als bezeichnend für einen bestimmten Horizont

---

[1]) „Dolomitriffe etc." pag. 61.
[2]) Abbildung und Beschreibung derselben bei v. Mojsisovics „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz." Abhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. X. Band.

galten, ist thatsächlich auf denselben beschränkt. Sie alle finden sich vielmehr in sehr verschiedenen Niveaux wieder, wofern nur eine ihrer Entwicklung günstige Facies in denselben vorherrschend war. Welche hervorragende Rolle gerade in der chorologischen Verbreitung jener Pelecypoden der Wechsel der Facies spielt, darüber geben die Ablagerungen der Raibler Mergelbucht höchst lehrreiche Aufschlüsse. *Myophoria Kefersteini* findet sich auf der Raibler Scharte, im Kunzengraben und auf dem Thörl-Sattel stets in vollkommen gleichen Gesteinsbänken, deren verticale Mächtigkeit verhältnissmässig gering ist. Ausserhalb dieser durch ganz bestimmte Merkmale charakterisirten Bänke wird man dieselbe vergebens suchen. Ebenso erscheinen *Corbis Mellingi*, *Corbula Rosthorni* und *Hoernesia Johannis Austriae* auf ganz bestimmte Schichten des Torer und Thörl-Sattels beschränkt, in diesen jedoch in ausserordentlicher Individuenzahl und meist mit Ausschluss aller übrigen Formen. Jede Aenderung des Sediments, jeder Wechsel der Facies wird in diesen litoralen Bildungen sofort Veranlassung zu einem Wechsel der vorherrschenden Molluskengattung und nur die im strengsten Sinne des Wortes isopischen Ablagerungen führen auch die gleiche Pelecypodenfauna. So kann es geschehen, dass in einer bestimmten Region eine jener Bivalven thatsächlich für ein bestimmtes Niveau bezeichnend ist, weil die ihrer Entwicklung günstige Facies eben in keinem anderen Horizont daselbst wiederkehrt, während in einem entfernten Gebiete eben jene Facies möglicherweise in einer höheren oder tieferen Zone auftritt und dann das Wiedererscheinen dieses „Leitfossils" im Gefolge hat.

Die Triasbildungen von Raibl werden im Osten an einer grossen Störungslinie, welche durch das Lahnthal über die Lahnscharte in das Koritnicathal in NNO—SSW-Richtung zieht, abgebrochen. Der Hintergrund des Römerthales ist durchaus in Dolomit eingeschnitten, dessen oberste Partieen auf eine Mächtigkeit von 250—300 Meter hin wohlgeschichtet sind und gleich dem Dolomit des Thörl-Eibel-Kopfes und des Gr. Schober zahlreiche kleine Megalodonten führen. Die Cassianer Schichten des Kunzengrabens erscheinen auf der Ostseite des Schoberkammes nicht wieder. Die Zeit ihrer Ablagerung bezeichnet für den ganzen übrigen Theil unseres Gebietes eine Periode ausschliesslicher Riffbildung. Beiläufig anderthalb Kilometer oberhalb der Ortschaft Nesselthal (Koprivnik) durchschneidet das Römerthal die Dolomitgrenze und entblösst auf der weiteren Strecke bis zu seinem Ausgange bei Weissenfels der Reihe nach die Tuffe von Kaltwasser, einen breiten Zug von rothem Porphyr, der die Kuppe des Eschalkogels (1309 Meter) zusammensetzt und sich als die Fortsetzung der Porphyre des Luschariberges und von Kaltwasser erweist, den dünnen Streifen des unteren Muschelkalkes, die Werfener Schiefer und ihre paläozoische Unterlage. Die Raibler Schichten des Torer Sattels ziehen, wie dies schon von Stur beobachtet wurde, durch das Kar am Fusse des Versič (1918 Meter) in SO-Richtung zur Käshütte im Mangartthale, streichen hierauf gerade unterhalb der wenig markirten Erhebung der Planja (1554 Meter) durch und bilden nächst dem Wege zur Uchoialpe einen schönen Aufschluss, in welchem fast alle charakteristischen Fossilien des Torer Sattels:

Corbula Rosthorni Boué.
Corbis Mellingi Hau.
Ostrea montis Caprilis Klipst.
Hoernesia Johannis Austriae Klipst.
Perna Bouéi Hau. (aviculaeformis Emmr.).
Pecten filosus Hau. (Hellii Emmr.).
Myophoria inaequicostata Klipst.
„ *Chenopus Lbe.*

in grosser Anzahl erscheinen. Der Dachsteinkalk der Planja überlagert mit normalem SSW-Fallen diesen 30—35 Meter mächtigen Schichtcomplex. Jener tiefe Wasserriss, welcher die Abflüsse der Schneefelder in dem weiten Schuttkar zwischen Grünspitzen, Lahnscharte und Mangart dem Koritnicathale zuführt, markirt den Verlauf der Störungslinie, an welcher die Raibler Schichten des Torer Sattels gegen den Dachsteinkalk des Mangartmassivs abbrechen, um ihre Fortsetzung erst vier Kilometer nördlich im Lahnthale wiederzufinden. In seinem untersten Theile verlässt die Bruchlinie den Graben und wendet sich genau südlich. Die Zone der Raibler Schichten ist hier ihrer ganzen Breite nach bis zu der grossen Krümmung der Predilstrasse zwischen Mittel- und Ober-Breth gut aufgeschlossen. Die WNW streichenden und 20—30° SSW fallenden Bänke sind meist sehr versteinerungsreich. Die Entwicklung der Schichtreihe ist von derjenigen des Torer und Thörl-Sattels bereits ziemlich verschieden, eine neue Bestätigung für den ungewöhnlich raschen Facieswechsel in litoralen Ablagerungen. Besonders auffallend ist das Vorherrschen mächtiger Bänke eines dunkelschwarzen Kalksteines mit *Corbis Mellingi*, der seiner Härte und Widerstandsfähigkeit halber bei dem Bau von Brückenpfeilern, Barrièrepfosten u. s. w. an der Predilstrasse ausgedehntere Verwendung gefunden hat.

In Folge der eingangs erwähnten Querverschiebung erscheinen die Raibler Schichten des Koritnicathales am Nordfusse des Mangart im Lahnthale wieder. Diese zuerst von Suess constatirte Störungslinie stellt sich bei näherer Betrachtung keineswegs als ein einfacher Querbruch, sondern vielmehr als eine Verwerfung jener Art dar, welche man nach dem Vorschlage von Suess[1]) als „Grabenverwerfung" bezeichnen könnte. Es zieht nämlich parallel mit der durch das Lahnthal und die Lahnscharte zum Koritnicathal gehenden Verwerfung knapp unter den Gipfelwänden des Mangart eine zweite Bruchlinie, an welcher die Jurabildungen des Mangartmassivs abgesunken sind. Eine ausführliche Beschreibung dieser dislocirten Juraschollе, die durch ihren Einsturz zwischen beiden Parallelbrüchen vor der Denudation bewahrt blieb, wird im nächstfolgenden Abschnitte gegeben werden.

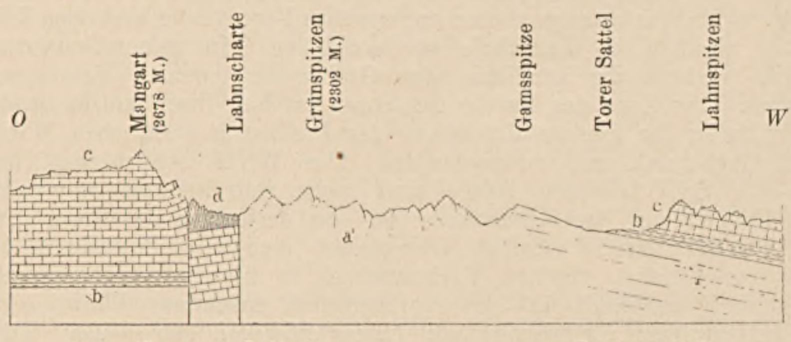
Die grosse Querverschiebung des Lahnthales stört nicht die Regelmässigkeit des Schichtfalles. Wohl findet noch am Kleinen Mangart (2506 Meter) eine energische Stauung und Aufbiegung der Dachsteinkalke statt; doch schon in den mittleren Partieen der gewaltigen Wände, welche den grandiosen Abschluss der berühmten Seen von Weissenfels

[1]) „Das Antlitz der Erde." I. Theil, pag. 166.

bilden, stellt sich das normale SSW-Fallen wieder ein. Die weiteren Verhältnisse am Nordfusse des Mangart schildert Suess[1]), dem wir die gründlichsten Beobachtungen hierüber verdanken, in ausführlicher Weise:

„Von den vorderen Abstürzen des Mangart kommt ein steiler Rücken zu Thal herab und theilt dasselbe in einen östlichen und einen westlichen Arm, welcher letztere länger und tiefer eingeschnitten ist und als die obere Hälfte des Lahnthales angesehen werden kann. Dieser Rücken endet über der gegenwärtigen, nahe der Thalsohle liegenden Alphütte in einem steilen, sich etwa 600 Fuss über den Almboden erhebenden Kopfe, dessen Wände unten aus massigem, lichtem Dolomit mit braunem Hornstein bestehen und übereinstimmen mit jenen am alten Ofen bei Raibl. Man nennt seine Kuppe „Auf der alten Alm“ [2]).

Die Störungslinien des Lahnthales.



a' = Cassianer Dolomit. c = Dachsteinkalk.
b = Raibler Schichten. d = Oberer Jura.

Ueber dem Dolomit folgt geschichteter Kalkstein, darüber dunkle Bänke mit Megalodus, und auf der Höhe des Kopfes stehen, schon von ferne sichtbar, braune Mergel und mergelige Kalke an, nämlich die Torer Schichten . . . Ich zweifle nicht, dass man bei hinreichender Musse hier alle Horizonte des Torer Sattels wiederfinden könnte. An dieser Stelle fallen die Schichten südwestlich unter den zum Mangart laufenden Rücken und unterteufen ohne Zweifel seine ganze Masse, deren Bildungen identisch sind mit jenen des Wischberges. Die Torer Schichten bilden, gegen Ost fortstreichend, eine Stufe im Gebirge, welche sich ein wenig thalwärts gegen den östlichen Arm des Thales neigt, und heben sich wahrscheinlich gegen die Prinza[3]) wieder, welche dem erzführenden Kalk entsprechen wird.“

Ich habe diesen Worten meines hochverehrten Lehrers nichts weiter hinzuzufügen.

---

[1]) a. a. O. pag. 575.

[2]) Privatkogel (1361 Meter) Sp. K.

[3]) Damit kann wohl nur die Mala Ponca gemeint sein, da die Velika und Zadna Ponca (2280 und 2258 Meter) bereits aus denselben Bildungen wie der Mangart, nämlich Dachsteinkalk, bestehen.

Die nördliche Grenze der Riffzone ist durch die allenthalben aus dem grünen Hügelkranz der Vorberge heraustretenden Dolomitwände deutlich markirt. Desto ungünstiger sind die tieferen Triashorizonte im Lahnthale aufgeschlossen. Nur die rothen Sandsteine, welche das Niveau der Tuffe von Kaltwasser repräsentiren, sind, wie bereits von Suess constatirt wurde, an zwei Stellen entblösst: an der rechten Thalseite unterhalb des zweiten der beiden Weissenfelser Seen und am linken Thalgehänge, dem oberen Weissenfelser See gegenüber. Alles Uebrige ist verschüttet.

Noch verdient eine auffallende Erscheinung hier hervorgehoben zu werden. Während die Raibler Schichten des Lahnthales gegen jene des Koritnicathales um vier Kilometer nach N verschoben wurden, zieht die Nordgrenze der Dolomitzone fast ohne jede Verschiebung aus dem Gebiete des Römerthales und des Schwarzenbachgrabens über das Lahnthal zum Kamme der Schwabešča (1490 Meter). Der Effect jener gewaltigen Dislocation ist hier somit beinahe vollständig aufgehoben. Es dürfte dies wesentlich dem bemerkenswerthen Umstande zuzuschreiben sein, dass die Mächtigkeit der Dolomitzone an der Ostseite des Lahnthales auf mehr als die Hälfte reducirt erscheint, derart, dass die Breite derselben, die in dem Kamme des Mittagskogels (2076 Meter) und der Grünspitzen (2302 Meter) noch 7 Kilometer beträgt, sich in dem Rücken der Mala Ponca und Schwabešča auf kaum 3 Kilometer verringert.

Gegen Osten fortschreitend, gewinnt die Riffzone gegenüber den sonstigen Sedimentbildungen mehr und mehr die Oberhand. Die Raibler Schichten, die auf dem Plateau der Alten Alpe noch in einer sehr beträchtlichen Mächtigkeit entwickelt waren, ziehen nur mehr als schmaler Saum unter dem trotzig aufgebogenen Kalkhorn der Velika Ponca (2280 Meter) hindurch ins Planicathal, bilden hier an der in Ratschach „Skedenj" genannten Stelle, dort, wo gerade gegenüber den Hütten der Planica-Alpe (1169 Meter) die Savequelle in einem mächtigen Wasserstrahl aus unzugänglicher Felswand hervorbricht, noch einmal einen schönen Aufschluss und keilen dann zwischen Veliki Zlemen (1910 Meter) und Moistróka (2367 Meter) aus. Ihre letzten Relicte sind in zahlreichen Blöcken in dem innersten Winkel der Mala Pischenza sichtbar. In der Velika Pischenza und ebenso weiter gegen Osten ist keine Spur mehr von ihnen vorhanden.

Die Dolomitzone behält in ihrem ganzen weiteren Verlaufe das normale W—O-Streichen bei. Die Gipfel der Schwabešča (1490 Meter), Glava (1662 Meter), Vitrancova (1622 Meter), des Suchy Vrh (1662 Meter), Sračnik, Vitranc (1582 Meter) und der Spica (1711 Meter) gehören dieser Zone an. In dem westlichen Thalgehänge der Velika Pischenza, wo die Raibler Schichten fehlen, läuft die Grenze zwischen Dolomit und Dachsteinkalk zwischen Glava und Ribisce (1922 Meter) hindurch, dann an der Nordflanke des im Sedle Vrh (1753 Meter) culminirenden Seitensporns hinab zur Kronauer Alphütte. Die Nordgrenze der Dolomitzone fällt bis zur Mündung der Velika Pischenza bei Kronau im grossen Ganzen mit der Isohypse von 1300 Meter zusammen. An einzelnen Punkten, wie im Gebiete der Mala Pischenza und im Planicathal an den Westhängen der Glava (1662 Meter), zeigt sich im Dolomit prächtige, nach N geneigte Uebergussschichtung.

Die tieferen Triasglieder sind in den zum Vitranc und zur Vitrancova aufwärts ziehenden Gräben gut aufgeschlossen. Die Tuffe und Sandsteine von Kaltwasser erscheinen stellenweise durch locale Längsverwerfungen in mehrfacher Wiederholung und erreichen dadurch eine ungewöhnliche Mächtigkeit. Neben den glimmerreichen Sandsteinen, welche den Werfener Schiefern oft täuschend ähnlich sehen, spielen bunte Tuff- und Porphyrbreccien eine Hauptrolle. An ihrer Basis erscheint der Untere Muschelkalk noch in der Facies der rothen, dünnplattigen Schiefer und bunten Conglomerate. Die beiden Aufbrüche von Werfener Schiefer in der Nähe von Ratschach und an der alten Strasse bei Unter-Wurzen finden bereits in den Arbeiten von Peters[1]), der die geologische Aufnahme der Süd- und Osthälfte unseres Gebietes in den Jahren 1855 und 1856 durchführte, Erwähnung.

Der Ausgang der Velika Pischenza entspricht einem Querbruch oder genauer einer Flexur, in Folge deren die tieferen Trias-

Profil am Ausgange der Velika Pischenza bei Kronau.



a = Kalkige Bänke, *b* = Schiefer } der Werfener Schichten.
c = Schiefer, *d* = Geschichteter Dolomit } Unterer Muschelkalk.
e = Sandsteine, *f* = Tuffe } Oberer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten.
g = Ungeschichteter Dolomit.

glieder, welche hoch an den Abhängen des Vitranc lagern, nun in der Tiefe des Pischenzathales bei Kronau in der gleichen Streichungslinie wieder erscheinen, während man bei normalem Verhalten ihr Auftreten erst um ein Bedeutendes weiter südlich im Innern des Thales erwarten müsste. Der dem Kamme des Černy Vrh (1526 Meter) vorgelagerte kleine Hügelrücken an der Ostseite der Pischenza in unmittelbarer Nähe von Kronau gewährt einen guten Aufschluss des ganzen Schichtcomplexes. Man beobachtet hier von der ersten Brücke über die Pischenza (bei Punkt 831 Sp. K.) abwärts, von oben nach unten zu nachstehende, 25—30° S fallende Schichtenfolge:

1. Ungeschichteter, splittriger Dolomit, der bis zu der ersten Schäferhütte ausserhalb Kronau anhält.

2. Tuffe und bunte Porphyrbreccien mit dünnen Zwischenlagen von braunschwarzen, schiefrigen Mergeln; circa 10 Meter.

3. Glimmerige Sandsteine, oft mit eigenthümlichen Wülsten und Wellenflächen; 8 Meter.

[1]) „Aufnahmen in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. 1856, VII., pag. 629—692.

4. Dunkelgrauer, dünn geschichteter Kalk und Dolomit; 30 Meter.
5. Dünnplattige, rothe Schiefer; $1^1/_2$ Meter.
6. Lichtgraue und bläuliche, fossilleere Kalke, wechsellagernd mit rothen, glimmerigen Schiefern. Die letzteren führen Myaciten, Pleuromyen, *Pecten auritus* etc.; circa 60—70 Meter.

Das tiefste Glied dieser Schichtfolge (6) entspricht den Werfener Schiefern; 4. und 5. gehören dem Unteren Muschelkalk an, der hier nicht mehr in der sonst vorherrschenden Facies der bunten Conglomerate auftritt, sondern durch dünngeschichtete, lichte Dolomite vertreten wird. Auffallend gering ist die Mächtigkeit der Glieder 2 und 3, welche den Oberen Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten repräsentiren.

Interessante heteropische Verhältnisse erschliesst der kurze Martulikgraben, dessen Abfluss sich bei Wald mit der Save vereinigt. Die linke Thalseite stellt ein der Schichtfolge unter dem Vitranc oder der Schwabešča entsprechendes Profil dar. Werfener Schiefer, deren kalkige Bänke unweit Loog in der Nähe des Bahndurchlasses prächtig entblösst sind, Unterer Muschelkalk und die Sandsteine und Tuffe von Kaltwasser liegen hier mit gewohnter Regelmässigkeit in dem gleichen Gehänge und werden von dem Dolomit des Mali Vrh (1352 Meter) und Kurin Vrh (1448 Meter) concordant überlagert. Wesentlich anders gestalten sich die Verhältnisse auf dem rechten Bachufer. Auch hier treten am Ausgange des Grabens S-fallende Werfener Schiefer und der lichte, dünngeschichtete Dolomit des Unteren Muschelkalkes mit schwarzen Zwischenlagerungen zu Tage, die an die fischführenden Schiefer von Varenna im Muschelkalk der Lombardei erinnern. Darüber aber folgt statt der erwarteten Tuffe und Sandsteine eine mehr als 100 Meter mächtige Bank von lichtem, ungeschichtetem Dolomit, welche in jeder Beziehung der für die Untere Trias des östlichen Südtirol so charakteristischen Platte des Mendola-Dolomits entspricht und ohne Zweifel das Niveau des Oberen Muschelkalkes repräsentirt. Mit voller Deutlichkeit sieht man diese Masse von Dolomit sich in die Tuffe und Sandsteine der linken Grabenseite einschalten, derart, dass die tieferen Glieder der letzteren durchaus als Aequivalente des Oberen Muschelkalkes angesehen werden müssen. Während an ihrer Stelle auf der Ostseite des Martulikgrabens die erwähnte Dolomitbank erscheint, ziehen die höheren Abtheilungen der Sandsteine von Kaltwasser ohne jede Störung durch die breite, mit üppigen Alpweiden gezierte Terrasse am Fusse des Oberen (Wengener und Cassianer) Dolomits des Kurin Vrh (1752 Meter) und der Zaganova (1689 Meter) und bilden über der steilen Wandstufe des Mendola-Dolomits eine ausgedehnte Decke, deren beste Aufschlüsse sich zunächst der auf der Sp. K. südlich von Punkt 889 eingezeichneten Almhütte finden. Es gestatten somit die stratigraphischen Verhältnisse im Gebiete des Martulikgrabens, die tieferen Abtheilungen der Tuffe von Kaltwasser mit dem Oberen Muschelkalk, die höheren dagegen mit den Buchensteiner Schichten zu parallelisiren.

Von sonstigen Triasvorkommen habe ich eines auffallenden Fundes in der Nähe der Quelle „Černa Woda“ zu gedenken, beiläufig dort, wo der vom Skerlaticakamme gegen N vorspringende Felssporn sein

Ende erreicht. Es fand sich hier ein loser, ganz isolirter Block eines schwarzen, sehr fossilreichen Kalksteines, aus dessen Material nachstehende Petrefactensuite gewonnen wurde:

Myophoria cf. lineata.
" *nov. sp.*
Pecten pl. sp.
Myoconcha sp. (?).
Natica sp.
Loxonema sp.
Chemnitzia sp. (?).

Leider blieb dieser Fund vereinzelt. Vergebens habe ich das so auffallende Gestein anstehend gesucht, vergebens die weiten Kare am Fusse des Spik und der Kukova wiederholt durchwandert, ohne auch



Profil im Martulikgraben (Ostseite).

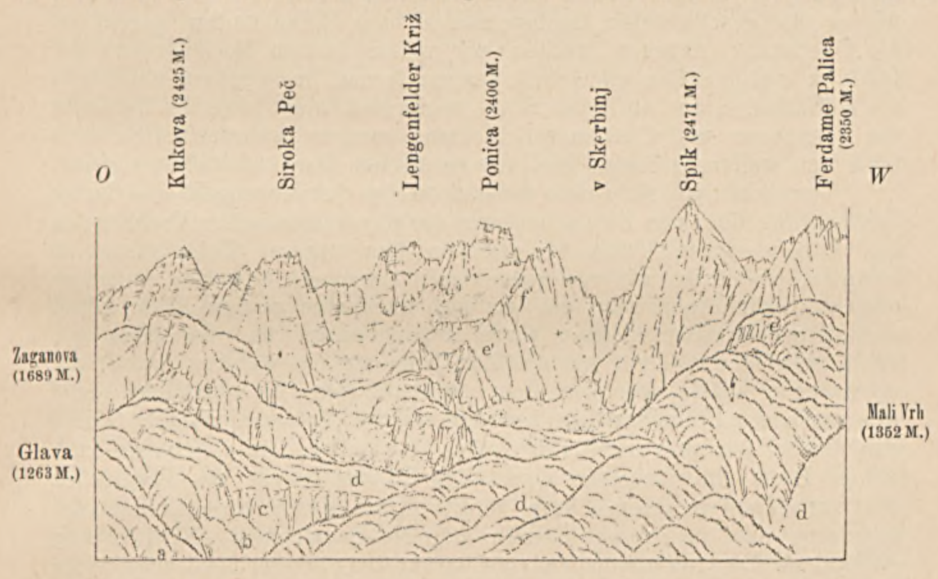
a = Werfener Schiefer.
b = Unterer Muschelkalk.
c = Oberer Muschelkalk.
d = Buchensteiner Schichten.
e' = Wengener und Cassianer Dolomit.
f = Dachsteinkalk.

nur ein zweites loses Stück desselben auffinden zu können. Ich möchte mich daher eher der Ansicht zuneigen, dass es sich hier lediglich um ein erratisches Vorkommen handelt, umsomehr, als ich das Auftreten von höheren Triasgliedern in der Mergelfacies zum mindesten auf der Westseite des Martulikgrabens für höchst unwahrscheinlich halte. Es scheint hier vielmehr die Riffbildung von dem Schlusse der Periode der Buchensteiner Schichten durch die norische und carnische Stufe ohne eine Unterbrechung durch litorale Ablagerungen bis in den Dachsteinkalk zu reichen.

Die Entwicklung mächtiger Riffmassen im Dachsteinkalk der Umrandung des öden Hochkares „Pod Spikem" ist für jeden, der die Hieroglyphenschrift in den Zügen eines Landschaftsbildes zu lesen versteht, in die Augen springend. Während aus den zerscharteten Graten der Kukova (2425 Meter), den blutroth gefärbten Wänden der Siroka Peč,

des Lengenfelder Križ und der Ponica[1]) überall die charakteristische Schichtung des Dachsteinkalkes hervorleuchtet, bauen sich die Wände der Riglica und Ferdame Palica (2350 Meter) gänzlich prall und schichtungslos auf und zeigt die schroffe Pyramide des Spik (2471 Meter), im scharfen Contrast zu dem allgemeinen Südfallen, prächtige, nach N geneigte Uebergussschichtung. Selbst noch das tief eingerissene Couloir, das in jähen Steilabsätzen zur rauhen Scharte V Skerbinj hinanzieht, entblösst nur glatte, ungegliederte Felsflanken, in deren schalenförmig gekrümmten Flächen noch deutlich die Uebergussschichtung des Riffes erkennbar ist, das nach unten zu mit dem Dolomit des Kurin Vrh und der Zaganova zu einer untrennbaren, einheitlichen Masse verschmilzt.

Der Hintergrund des Martulikgrabens von der Ortschaft Wald.



a = Werfener Schiefer.
b = Unterer Muschelkalk.
c = Oberer Muschelkalk (Mendola-Dolomit).
d = Sandsteine und Tuffe von Kaltwasser.
e' = Wengener und Cassianer Dolomit.
f = Dachsteinkalk
f' = Riffdolomit des Dachsteinkalkes.

Die weitere Fortsetzung der Riffzone bis zu der grossen Bruchlinie der Unteren Kerma im Osten gehört fast ausschliesslich dem Dolomitgebiet an. Der Obere Muschelkalk in der Facies des Mendola-Dolomits und die Sandsteine der Buchensteiner Schichten treten nur noch einmal im Běl Potok-Graben zu Tage und brechen dann an dem breiten Längenthal der Save ab. Im Gebiete des Urata- und Kotthales

[1]) Die Sp.-K. hat für diesen ganzen Kamm nur die Collectivbezeichnung Skerlatica (Scharlachwand). Der Name rührt von den auffallenden grellrothen Streifen her, welche den Berg durchziehen.

reicht die Riffentwicklung geradeso wie am Spik und der Ferdame Palica durch die carnische Stufe hoch in den Dachsteinkalk hinauf. Während auf der Westseite des Uratathales die geschichtete Facies der Dachsteinkalke schon an der Kukova ihren Anfang nimmt, stellt der von der Urbanova (2294 Meter) nach NO abzweigende Kamm der Černa Gora zwischen Urata- und Kotthal bis zum Fusse des Cmir (2391 Meter) eine homogene, vollkommen ungeschichtete Riffmasse dar, deren nördlicher Theil noch die Fortsetzung der Cassianer Dolomite des Vertaški Vrh (1899 Meter) bildet, während die Dolomite am Fusse des Cmir in zahlreichen losen Blöcken bereits die charakteristischen Fossilien des Hauptdolomits *Turbo solitarius Ben.* und *Rissoa alpina Gümb.* enthalten[1]). Die kartographische Ausscheidung der einzelnen Zonen wird hier, wo die abschreckende Monotonie fossilleerer Riffmassen ihren Höhepunkt erreicht, beinahe undurchführbar. Im Kermathale gewinnen wieder die geschichteten Dachsteinkalke den Riffdolomiten gegenüber die Oberhand; dagegen werden wir später in den Hochplateaux der Pokluka und Mrzalka ein Gebiet kennen lernen, in welchem gleichfalls die Rifffacies, in der norischen Stufe beginnend, nicht bloss die Dolomite der Wengener und Cassianer Schichten, sondern wahrscheinlich auch noch den weitaus grössten Theil des carnischen Dachsteinkalkes umfasst.

Versuchen wir es, an die voranstehenden Schilderungen eine kurze Betrachtung über den Zusammenhang der physiognomischen Verhältnisse der Landschaft mit dem geologischen Bau unserer Dolomitzone zu knüpfen, so dürfen wir von vorneherein erwarten, dass der einfachen orotektonischen Anordnung der letzteren auch eine gewisse Eintönigkeit in den oroplastischen Zügen ihres Reliefs entspricht. So sehen wir denn auch in der That, wie die Zerstückelung des Gebirges durch die erodirenden Kräfte, conform dem regelmässigen Bau desselben, eine überraschende Einfachheit des hydrographischen Systems bedingt. Gleich den Wirbelfortsätzen eines Rückgrates greifen von einer gemeinschaftlichen Basis die einzelnen Querthäler in das Innere des Berglandes ein, zum Theil in ihrem Laufe bereits durch Verschiebungslinien vorgezeichnet und im grossen Ganzen eine N—S- oder SW—NO-Richtung einhaltend. Der hervorstechendste Charakterzug in der landschaftlichen Physiognomie jener Seitenthäler ist der vollständige Mangel jeder ausgesprochenen Stufenbildung. Nicht selten ist die Höhendifferenz der Thalsohle zwischen ihrem Ausgange und dem Fusse des Hauptkammes eine fast verschwindend geringe. Die Arbeit der Thalbildung ist hier vollendet und die ausschliessliche Thätigkeit der einzelnen Gerinne auf die Erhaltung des gegenwärtigen Niveaus gerichtet, eine Aufgabe, der dieselben bei ihrer Wasserarmuth nicht immer in hinreichendem Masse gewachsen erscheinen. Immer neue Massen von Detritus entstehen durch die mit erstaunlicher Schnelligkeit fortschreitende Zerstörung des Dolomitgebirges, kaum sind selbst die mächtigsten Quellbäche im Stande, das lose Material zu überwältigen und fortzuschaffen; in den weitaus häufigeren Fällen werden sie von den ausgedehnten Schuttablagerungen

---

[1]) Peters (a. a. O. pag. 685) citirt von dieser (oder einer doch ganz nahen) Localität ausserdem: *Cardita austriaca*, *Gervillia inflata*, *Avicula*, *Pecten* u. s. w., was, die Richtigkeit dieser Bestimmungen vorausgesetzt, sogar bereits auf rhätischen Dachsteinkalk hinweisen würde.

verschlungen. In Folge dessen sind die meisten der schachtförmig eingesenkten Thäler auf der Nordseite der julischen Alpen den grössten Theil des Jahres hindurch Trockenthäler, denen das belebende Element des fliessenden Wassers fehlt, so das Schwarzenbachthal, Römerthal, Lahnthal, die Planica, Mala Pischenza und selbst die gegen 12 Kilometer lange Kerma. Vergeblich sucht hier das Auge die klaren Bergeswässer der nördlichen Kalkalpen, vergebens das Ohr das vertraute Plätschern und Murmeln der Felsenquellen, blendend weiss starrt ein weites Geröllfeld dem Wanderer entgegen, umrahmt von mächtigen Schuttkegeln, die von den Lehnen allenthalben herabhängen und deren Last selbst die Hochwasser des Frühlings zur Zeit der Schneeschmelze nicht gänzlich fortzuschaffen vermögen. So häufen sich am Fusse der Kämme Jahr für Jahr die Producte der Verwitterung, die stolzen Berggipfel beginnen in ihrem eigenen Schutt zu ersticken und allmälig vollzieht sich hier im kleinsten Massstabe jene Erscheinung, welche den Gebirgen des hinterasiatischen Hochlandes und des „far west" den Stempel ihres Unterganges aufdrückt, und die v. Richthofen[1]) mit einem treffenden Ausdruck als „Eintritt in den Puppenzustand" bezeichnet.

Neben der in so hohem Masse wirksamen Zerstörung des Gebirges ist es vor Allem der Gegensatz zwischen den Riffen und den gleichzeitig abgelagerten Mergelbildungen, der auf die landschaftliche Physiognomie unserer Dolomitzone bestimmend einwirkt. Derselbe Contrast zwischen den in nackten, schuttumgürteten Steilwänden abbrechenden Dolomitmassen und den sanft geböschten, mit dichter Vegetationsdecke bekleideten Mergeln, die den Regionen heteropischer Entwicklung in Südtirol ihre unvergleichliche Schönheit verleiht, spielt auch in den Scenerien der julischen Alpen eine massgebende Rolle. Hier sind es insbesondere die Cassianer und Raibler Schichten des Schlitzathales, des Lahnthales und der Koritnica, die Tuffe und Sandsteine der Buchensteiner Schichten, welche durch den üppigen Schmuck grüner Wiesenflächen und prächtiger Hochwälder einen wohlthuenden Ruhepunkt inmitten der todestarren Oede der Kalkregion gewähren. Die reiche Abwechslung des Gesteinsmaterials bedingt gleichzeitig die interessantesten Verschiedenheiten in Fauna und Flora auf eng begrenztem Terrain. Während am Fusse der Fünfspitzen zwerghaftes Krummholz bis an die Strasse nach Raibl unter die Isohypse von 900 Meter herabsteigt, sind die Gehänge des Thörl-Eibel-Kopfes (1260 Meter) noch von hochstämmigem Laubwald beschattet und schroff und unvermittelt erheben sich neben dem bunten Wiesenteppich unterhalb des Thörl-Sattels die krummholzbewachsenen Lehnen des Gr. Schober und die bleichen, vegetationslosen Zinnen der Lahnspitzen. Kaum dürfte es in den Alpen einen Punkt geben, wo man, wie in der Triglavgruppe in der Höhe von 1400 Meter unter kräftig gedeihenden Buchen blühende Cyclamen, reife Erdbeeren und Edelweiss zu gleicher Zeit pflücken kann, während sich in unmittelbarer Nähe auf krüppelhaften Legföhren einer der typischesten Repräsentanten der Cerambycidenfauna des Südens, *Morimus lugubris Fabr.*, findet.

[1]) China, II. Th.

Mit dem Zurücktreten der Mergelfacies im Osten unserer Dolomitzone geht eine zunehmende Einförmigkeit in der äusseren Tracht des Gebirges Hand in Hand. Im Gebiete der Urata und Kerma endlich, wo die Riffentwicklung ohne Unterbrechung bis in den Dachsteinkalk hinaufreicht, trägt auch die Landschaft vollständig den Charakter „einer unwirthlichen, kaum bewohnbaren Felsenwildniss mit schmalen, schluchtartigen, wasserarmen Thaleinschnitten“ [1]). Die grünen Alpenweiden sind hier verschwunden oder doch ebenso wie die Wälder ausschliesslich auf die Thalsohle beschränkt; an den schuttüberrieselten Hängen, den schmalen Terrassen in dem nackten Gemäuer kommt dem Krummholz die ungeschmälerte Alleinherrschaft zu, und zu beiden Seiten des gewaltigen Felsamphitheaters erblickt das Auge nichts als kahle, weissgraue Wände, deren Gipfel, um die Worte des berühmten Physikers Sir Humphry Davy [2]) anzuführen, „halb in den Himmel hineinragen“. So offenbart sich wie im Spiegelbilde schon in den äusseren Contouren dieser Landschaft die Einförmigkeit der stratigraphischen Zusammensetzung des Gebirges. In beiden kommt der Charakterzug einer trostlosen Monotonie in gleicher Weise zur Geltung.

B. Das Hochgebirge des Dachsteinkalkes.

Die tieferen Glieder der Triasformation concordant überlagernd, baut sich als Abschluss derselben ein Hochgebirge von Dachsteinkalk auf, das den bei weitem grössten Theil unseres Gebietes erfüllt und auch den Hauptkamm der julischen Alpen fast seiner ganzen Längenerstreckung nach zusammensetzt. Wo immer eines der kurzen Seitenthäler, welche die nördlich vorgelagerte Dolomitzone durchbrechen, aufklafft, entschleiert es in seinem Hintergrunde jene Kette von Dachsteinkalk, deren vornehmste Züge in der tausendfachen Schichtung und Bänderung der einzelnen Felsburgen und in den zum höchsten Ausmasse landschaftlichen Effects gesteigerten Wirkungen subaërischer Auflösung sich ausprägen. Die masslose Zerrissenheit des Reliefs gelangt in der verwickelten, scheinbar regellosen Anordnung des hydrographischen Netzes auf der Südseite und in den orometrischen Verhältnissen der Hauptkette zum entschiedensten Ausdruck. Sie tritt uns auf der einen Seite in dem seltsam verschlungenen Laufe des Trentathales und seiner Zuflüsse, auf der anderen Seite in der energischen Schartung des Hauptkammes vor Augen. Tiefe Breschen hat hier die atmosphärische Erosion in den gigantischen Mauerwall gelegt und durch die Gliederung und Zerstückelung des Gebirges Verbindungswege und Communicationen zwischen getrennten Thälern eröffnet. So vermittelt die tief eingerissene Lukrja Scharte (1779 Meter) einen leichten Uebergang aus dem Uratathale in die Trenta; zwischen der Velika Pischenza und dem Quellgebiete der Soča stellt der Moistróka-Pass (Voršec-Sattel 1616 Meter) eine bequeme Passage her; über die grosse Verkehrsstrasse des Predil endlich reichen sich die Kronländer Kärnten und Küstenland die Hände.

[1]) v. Mojsisovics „Dolomitriffe“, pag. 112.
[2]) Gilbert und Churchill „The dolomite peaks“, pag. 221.

In grellem Gegensatze zu diesem vielfach gegliederten, in zahlreiche einzelne Ketten aufgelösten Hochgebirge des Westens steht das mächtige Plateau, welches den Südosten unseres Berglandes einnimmt und ein durch die Grossartigkeit der Monotonie abschreckendes Bild einer starren, jeder zierlichen Modellirung durch die Thätigkeit der Atmosphärilien entbehrenden Hochfläche bietet. Nur in ihren südöstlichen Abstufungen in die Region der Almen herabsteigend, bilden diese Plateaumassen die wahren südlichen Vertreter der grossen Gebirgsstöcke der nördlichen Kalkalpen, des Tennen-Gebirges, des Dachsteins, des Todten Gebirges u. s. w., und verdient nach dem Urtheile von Peters[1]) die weite, trostlose Kalktafel im NO des Wocheiner Beckens weit mehr den Namen eines „Steinernen Meeres" als die so bezeichnete Gebirgsgruppe im SW des Königsees. Hier finden sich alle für die nordalpinen Kalkplateaux so bezeichnenden Oberflächenerscheinungen im grössten Massstabe wieder. Meilenweit dehnen sich die Karrenfelder der Komna, die Steinwüsten am Fusse des Kal und der Lipah vor den Blicken des Wanderers, der aus dem grünen Thale der Savica die steile Höhe der Komarča erklommen, eine Felssahara, deren Ueberschreitung ohne kundigen Führer unter Umständen mit kaum geringeren Schwierigkeiten verbunden sein kann, als die Forcirung eines zerklüfteten Gletscherlabyrinths. An Unzugänglichkeit und Wildheit werden diese Felsreviere um den Uogu und die Velika Vrata wohl von keiner der analogen Terrainbildungen im Steinernen Meer, der Dachsteingruppe, dem Hagen und Tennen-Gebirge erreicht; so wild sind nur die Karrenfelder des Todten Gebirges oder des Canin.

Zwei Haupttypen von Karrenbildungen lassen sich hier im Allgemeinen der Schichtstellung des Gesteins entsprechend unterscheiden. Die eigentlichen Karren mit dem Gewirre jäher Klippen und scharfer Schneiden zwischen den meist fingerförmig auseinander laufenden Rinnen sind auf flach geneigte Straten beschränkt. Wo dagegen steiler aufgerichtete Schichten von Karrenbildungen betroffen werden, sind die einzelnen Rinnen in regelmässigerer Anordnung taschenförmig in die Zwischenlagen der Schichtflächen eingegraben, deren weicheres Material den Angriffen der Erosion den geringsten Widerstand leistet. Neben den echten Karren und Schratten wird im Gegensatze zu den Kalkplateaux der Nordalpen das Phänomen der sogenannten Karsttrichter hier bereits zu einem für das landschaftliche Relief massgebenden Factor. Sehr häufig sieht man beide Erscheinungen vereinigt auftreten und wiederholt in einander übergehen. Die Dolinen oder Karsttrichter zeigen selbst auf einem ganz beschränkten Raume die verschiedensten Dimensionen, von nicht viel mehr als nadelstarken Höhlungen bis zu brunnenartigen Schlünden und den aus der Vereinigung einer grösseren Zahl der letzteren resultirenden kesselförmigen Vertiefungen, die weiter gegen SO in den Karstländern und dem ganzen nordwestlichen Theil der Balkanhalbinsel eine so grosse Rolle zu spielen berufen sind. Selten trifft man sie vereinzelt, meist liegen sie reihenweise und entsprechen dann Klüften oder — und dies ist bei grösseren Dolinen der

[1]) „Ein Blick auf die Karawanken und die Hauptkette der julischen Alpen." Mittheilungen des Oesterr. Alpen-Vereins 1863. I. Bd., pag. 223 ff.

weitaus häufigste Fall — Störungen des Gebirges. So bezeichnet beispielsweise die Reihe der tiefen Felskrater, in deren finsterem Schosse die sieben Triglav-Seen zwischen grauen Karren schlummern, den Verlauf einer Verwerfungslinie. Das Dolinenthal von Bělopolje stellt die unmittelbare Fortsetzung jenes grossen Bruches dar, der das Pokluka-Plateau im Osten zum Absinken bringt. Die Kesselthäler der Kranjska Dolina, Lom-, Javornik- und Rudnopolje-Planina endlich folgen einer Dislocation, die einen Parallelbruch zu der Störungslinie der unteren Kerma darstellt.

Auf dem Boden der Karstdolinen findet sich nicht selten das ganze Jahr hindurch Schnee. Sobald man denselben entfernt, trifft man auf eine dünne Lage von oberflächlich hereingefallenem Schutt oder sogleich auf den festen Felsboden, der gewöhnlich mit einer Schichte von *Terra rossa* überzogen ist. Nicht überflüssig erscheint es darauf hinzuweisen, dass diese *Terra rossa* in den Dolinen der julischen Alpen, auf welche Taramelli[1]) seine, von de Giorgi[2]) getheilte Hypothese eines vulcanischen Ursprunges gründet, in jeder Hinsicht die von Neumayr[3]) und Th. Fuchs[4]) vertretene Ansicht bestätigt, welche in der *Terra rossa* der Mittelmeerländer nichts anderes als den bei der chemischen Auflösung reiner Kalksteine durch die Atmosphärilien verbleibenden Rückstand sieht. Wenn man die tausendfachen Uebergänge zwischen den verschiedenen Karsttrichtern sich gegenwärtig hält, deren grösste Repräsentanten sich durch nichts als ihre Dimensionen von den kleinen Vertiefungen unterscheiden, welche einzelne Gesteinspartien oft siebförmig durchlöchern, wenn man das Auftreten derselben in Plattenhängen von selbst 60° Neigung[5]) in Erwägung zieht, an Stellen, wo jede Entstehung durch Einsturz von vornherein absolut ausgeschlossen erscheint, begreift man kaum, dass für das in Rede stehende Phänomen jemals eine andere Erklärungsweise, als jene von v. Mojsisovics[6]) platzgreifen konnte, der dasselbe ohne Ausnahme auf die chemische Auflösung des Gesteines durch Regenwasser und den in den Dolinen sich sammelnden Schnee zurückführt und dementsprechend die Karstlandschaften des Südens nur als eine Facies der Karrenfelder der nördlichen Kalkalpen betrachtet.

Auch jene Art von Karrenbildungen, welche nach Simony[7]) ihre Entstehung der mechanischen Wirkung von Schmelzwässern einst-

---

[1]) „Cenni sulla formazione della *Terra rossa* nelle Alpi Giulie meridionali.“ Atti. soc. Ital. scienze nat. 1874.

[2]) „La *Terra rossa* nel Leccese.“ Boll. Com. geol. Ital. 1876, pag. 294—297.

[3]) „Zur Bildung der *Terra rossa*.“ Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1875, pag. 50—52.

[4]) „Zur Bildung der *Terra rossa*.“ Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1875, pag. 194.

[5]) Die geeignetsten Stellen zur Beobachtung dieser Erscheinung sind wohl die karrendurchfurchten Felsenhänge oberhalb Běla Peč an der Nordseite des Caninstockes.

[6]) „Zur Geologie der Karsterscheinungen.“ Zeitschrift d. deutschen u. österr. Alpen-Vereins. XI., 1880, pag. 111—117, und „Grundzüge der Geologie von Bosnien-Hercegovina“, pag. 44—46, 60 u. 61.

[7]) „Ueber die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute.“ Bericht über d. Mittheilungen von Freunden d. Naturwissenschaften in Wien I. 1847, pag. 215 ff., und „Die erosirenden Kräfte im Alpenlande.“ Jahrb. d. österr. Alpen-Vereins. VII., 1871, pag. 1 ff.

maliger, weit ausgedehnter Gletscher verdanken, findet sich an mehreren Punkten unseres Hochgebirges, z. B. in der Nähe des „Maria Theresia-Schutzhauses", auf dem Plateau Pekel, am Rande des Triglav-Gletschers u. a. O. Man kann die Bildung dieser Art von Karren, welche sich von den durch subaërische Auflösung entstandenen durch den Mangel scharfer Kanten und Rippen und das Vorwalten gerundeter Formen unterscheiden, an dem Untergrunde heutiger Gletscher, z. B. an dem Ende der „Gefrorenen Wand" (Tuxer Kees) in den Zillerthaler Alpen noch gegenwärtig beobachten, und Fugger[1]) sowohl als Heim[2]) sind daher im Irrthum, wenn sie die Gletscher als mitwirkende Factoren bei der Bildung von Karrenfeldern gänzlich ausschliessen.

Ein nahezu vollständiges Profil der Gesammtmächtigkeit des Dachsteinkalkes gewähren das Trenta-, Urata- und Kermathal, die, bis in das Herz des Hochgebirges eindringend, die ehemalige Kalkdecke, deren obere Grenze durch einzelne liassische Denudations-Relicte gekennzeichnet wird, bis zu ihrem Liegenden herab durchsägt haben. Den schönsten Aufschluss bietet in dieser Hinsicht die südliche Felsenfront der Kerma in Folge der ungestörten, gleichmässigen Lagerung der flach, meist 15—20° S fallenden Straten. So überraschend ist hier die Regelmässigkeit des Schichtfalles, dass man beispielsweise eine und dieselbe Bank von der Tiefe des hintersten Kermathales, wo sie unter dem Schutt des Bachbettes begraben wird, bis zur schwindelnden Höhe der seltsam geformten Gratzinnen des Lipanski Vrh (1959 Meter) und Běla Peč[3]) (2017 Meter), nicht bloss mit dem Auge, sondern auch mit dem eisengewaffneten Fusse thatsächlich verfolgen kann. Die verticale Mächtigkeit des Dachsteinkalkes mag hier ebenso wie im Uratathale auf 1300—1400 Meter veranschlagt werden, dagegen ist die ungeheure, scheinbare Mächtigkeit desselben in der Trenta, wo zwischen der Thalsohle und den umstehenden Bergspitzen Höhendifferenzen von mehr als 2000 Meter sich ergeben, ohne dass das Liegende der Dachsteinkalke erreicht wäre, auf Rechnung tektonischer Störungen zu setzen.

Im Allgemeinen herrscht in unserem Dachsteinkalkgebirge die geschichtete Entwicklung der Rifffacies gegenüber bei weitem vor, obwohl auch die letztere, insbesondere im NO im Gebiete des Urata- und Kotthales, ein ansehnliches Terrain zu erobern wusste, wie dies bereits an früherer Stelle ausführlich auseinandergesetzt wurde. Im Centrum der Gruppe gehören ferner der Kamm des Virnar Vrh (2224 Meter) und Sedlo Vrh (2025 Meter), ein Theil der Gipfelmasse des Triglav, der Mišel Vrh (2346 Meter) und die der Mišelska Dolina entragenden Felskuppen der Rifffacies an. Die Abhänge des Mišel Vrh und Sedlo Vrh sind reich an Korallendurchschnitten; im Uebrigen zeigen die Dachsteinkalke der julischen Alpen dieselbe Einförmigkeit der Fauna, welche auch sonst diesen Schichtencomplex zum grossen Nachtheil unserer Kenntniss der biologischen Verhältnisse der obersten Trias

[1]) „Der Untersberg." Zeitschrift d. deutschen u. österr. Alpen-Vereins. XI., 1880, pag. 117—191.

[2]) „Ueber die Karrenfelder." Jahrbuch d. Schweizer Alpen-Club. XIII., pag. 421—434.

[3]) Nicht Deběla Peč, wie die Sp.-K. schreibt. Der Name bedeutet „Weisser Fels", der lichten Färbung der Dachsteinkalke entsprechend.

charakterisirt. Eine Trennung des carnischen und rhätischen Dachsteinkalkes erscheint bisher ebensowenig als in anderen Theilen der Südalpen durchführbar. Vielleicht werden später bei genaueren Detailbeobachtungen die Foraminiferen und Megalodonten diesbezüglich ein Mittel an die Hand geben.

Von Eruptivgesteinen verdient das Auftreten eines rothen Porphyrs auf der Südseite des Moistróka-Passes, wo sich in den Bächen allenthalben zahlreiche Geschiebe desselben vorfinden, Erwähnung.

Von jüngeren Bildungen, welche an der Zusammensetzung der Hochfläche des Dachsteinkalkes noch Antheil nehmen, habe ich vor Allem der Lias- und Jura-Ablagerungen zu gedenken.

Der Lias tritt in unserem ganzen Gebiete in der Facies grauer oder gebänderter, dünn geschichteter Kalke auf, die sich durch eine reiche Hornsteinführung auszeichnen. Nicht selten ist die Oberfläche derselben mit eigenthümlichen Wülsten und Erhabenheiten (Rhizocorallien) bedeckt, die an ähnliche Erscheinungen im deutschen Wellenkalk oder im Muschelkalk von Recoaro erinnern. Versteinerungen fehlen, soweit meine Erfahrungen reichen, durchaus. Ausser einigen Crinoidenstielen haben diese Straten bisher keine organischen Reste geliefert.

Das mächtigste Vorkommen dieses Lias findet sich bei Mitterdorf in der Wochein, am rechten Ufer der Ribnica. Während der darunter lagernde Dachsteinkalk sehr flaches S-Fallen besitzt, sind die thonreichen Kalkschichten des Lias in Folge ihrer eigenen Schwere in der wunderbarsten Weise gefältelt und zeigen den buntesten Wechsel selbstständiger Knickungen, Falten, Stauungen und Schichtenbiegungen. Es ruft in dieser Hinsicht das Liasvorkommen von Mitterdorf das Bild der beiden Tofanahörner von der Ampezzaner Strasse aus lebhaft ins Gedächtnis. Weitere Liasschollen finden sich: auf der Südseite des Moistroka-Passes (1616 Meter), am Martulik-See (zwischen den Karen „Martule“ und „Pod Spikem“, im Hintergrunde des Martulikgrabens), im obersten Kermathale nächst der Schäferhütte (1659 Meter), bei der Alpe Bělopolje und unterhalb der Scharte zwischen Virnar Vrh (2224 Meter) und Tosc Vrh (2270 Meter), ein zweifelhaftes Vorkommen endlich am Doppel-See, an der Westseite des Tičerca-Kammes, wo Stur[1]) Durchschnitte von planulaten Ammoniten beobachtete, die möglicherweise schon auf ein jurassisches Alter hindeuten. In dem Lias des obersten Kermathales tritt neben den grauen Kalken noch eine eigenthümliche, bunte Breccie auf. Die Liaskalke des Moistróka-Passes und des Martulik-Sees sind durch ihren hohen Reichthum an Glimmer bemerkenswerth. Auch v. Garibaldi[2]) erwähnt dieser, selbst dem Laien auffallenden Thatsache: „Das Ufer des Martulik-Sees besteht aus dem buntesten, metallisch glänzenden Gestein, dessen Färbung wirklich geradezu überraschend und ganz verschieden ist von jener der übrigen Umgebung im Martulikthale.“ Dieser Glimmergehalt des Gesteins ist die Veranlassung geworden zu den mannig-

[1]) „Das Isonzothal von Flitsch bis Görz etc.“ Jahrbuch d. k. k geol. Reichsanstalt, IX., 1858, pag. 343.

[2]) Laibacher Wochenblatt, Februar 1884.

faltigen Sagen von märchenhaften Schätzen, die im Innern der julischen Alpen ruhen, von dem Schatz am Grunde des Martulik-Sees, den schlimme Nixen bewachen, und von dem Wunderhort im Berge Bogatin, zu dem die goldenen Krickeln des Gemsbockes Zlatorog den Zugang erschliessen. So knüpft sich an jene vereinzelten Schollen des Lias ein Zauber der Poesie und Romantik, dessen Hauch den einsamen Höhen, den waldumrauschten Thälern des Triglav unvergängliche Reize verleiht.

Das Auftreten von Hierlatz-Schichten im Gebiete unseres Dachsteinkalkgebirges glaubte Peters[1]) aus einigen am Fusse des Spik und der Kukova gesammelten Versteinerungen nachweisen zu können. Obgleich ich die obersten Kare des Martulikgrabens wiederholt besucht habe, ist es mir nicht gelungen, irgendwelche derartige Petrefacte aufzufinden. Auch scheinen mir scharfe Felsschneiden, wie Ponica, Siroka Peč und Kukova oder schroffe Pyramiden, wie der Spik, zur Erhaltung von Hierlatz-Schichten nichts weniger als geeignet. Gleichwohl glaube ich, nachdem ich durch Ungunst der Witterung und Zeitmangel an der Besteigung der genannten Berge verhindert worden bin, ein definitives Urtheil über diesen Gegenstand zurückhalten zu müssen.

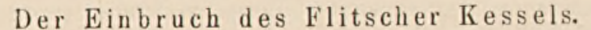
Spärlicher noch als die Reste jener einstigen zusammenhängenden Liasdecke sind die Ablagerungen von Oberem Jura. Nur an zwei Stellen unseres Gebietes sind solche erhalten, eingeklemmt zwischen Brüchen, wo sie durch die tektonischen Verhältnisse vor einer Zerstörung durch die Fortschritte der Denudation bis zu diesem Augenblicke bewahrt blieben.

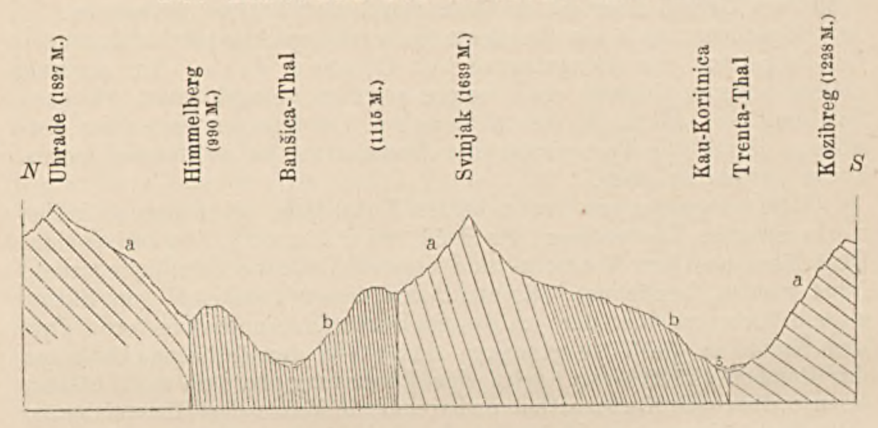
Die ausgedehntere dieser beiden Localitäten wird durch die bemerkenswerthe Thalweitung der Soča bei Flitsch, wo die beiden Quellflüsse aus dem Koritnica- und Trentathale ihrer Vereinigung zugeführt werden, bezeichnet. Es stellt sich dieser Thalkessel von Flitsch als ein Einsturzgebiet dar, an dessen Bruchrändern Partieen von Jura und Kreide in die Tiefe gesunken sind. Von den östlichen Abhängen des Rombon (2210 Meter) setzt eine Verwerfung oberhalb der Flitscher Klause über das Koritnicathal und trennt die Masse des Himmelsberges (990 Meter) von dem Dachsteinkalk der Uhrade (1827 Meter), quert hierauf das Baušicathal unweit der ersten Alphütten, schneidet den auf der Sp.-K. durch den Punkt 1115 markirten Felssporn von dem Kamme des Saurüssels (Svinjak 1639 Meter) ab und zieht von da an unterhalb der Steilwände des letzteren in SW-Richtung zur Ortschaft Kau-Koritnica am Eingange des Trentathales. Die Masse des Himmelsberges sowohl als der erwähnte Felssporn bestehen aus jurassischen Kalken und Breccien. Die Kalke sind meist dünn geschichtet, von röthlicher Färbung, und führen schlecht erhaltene Aptychen; die Breccien sind weiss und roth geflammt, oft sehr grell gefärbt, und erinnern vielfach an die oberjurassischen Gesteine der Steingrabenschneid bei Hallstadt. Versteinerungen sind in ihnen nicht vorhanden und nach den geistvollen Ausführungen von Th. Fuchs[2]) auch nicht zu er-

[1]) „Aufnahmen in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiet im Jahre 1855." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. VII., 1856, pag. 686.

[2]) „Ueber die Entstehung der Aptychenkalke." Sitzungsberichte d. Wiener Akad. d. Wissensch. 1877, Octoberheft.

warten. Die Schichtstellung ist, wie dies den gestörten Lagerungsverhältnissen entspricht, eine sehr steile (70—80°). Auch die Dachsteinkalke des Svinjak zeigen durch ihr ungewöhnlich steiles Einfallen (60—65° S) die Nähe von Störungslinien an. Im Süden wird der Dachsteinkalk des Svinjak von oberjurassischen Schichten concordant überlagert, welche an den 45° S fallenden Dachsteinkalken des Javorček (1551 Meter) und Kozibreg (1228 Meter) mit einer zweiten Verwerfung abschneiden, die mit dem Ausgange des Trentathales zusammenfällt. Wo diese zweite Bruchlinie mit jener von Kau-Koritnica zusammentrifft, legt sich in dem von beiden Verwerfungen eingeschlossenen stumpfen Winkel eine Scholle von Kreide mit W- in N-Streichen und 25—30° S-Fallen an den Bruchrand an. Diese Scholle, welche auch die kleine Hügelgruppe des Ravelnik (520 Meter) zusammensetzt, besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Sandsteinen, in die sich stellenweise dünne Schmitzen eines hellrosa gefärbten Sand-





a = Dachsteinkalk. *b* = Oberer Jura.

steines einschalten, und mächtigen Conglomeratbänken. Stur[1]) citirt von dieser Localität einen *Inoceramus* und betrachtet die ganze Ablagerung als Fortsetzung eines am Südrande des Krn auftretenden Zuges von Scaglia. Zahlreiche Pflanzenreste, sowie die Spuren eines grossen, stark gewölbten Gasteropoden, wahrscheinlich einer *Actaeonella*, die ich in den Sandsteinen sammelte, lassen leider keine nähere Bestimmung zu.

Die zweite Localität, an welcher ein grösserer Complex oberjurassischer Ablagerungen auftritt, ist das schmale Plateau im S. der Lahnscharte, am Fusse der Gipfelpyramide des Mangart. Die Jurascholle liegt hier, wie schon an einer früheren Stelle bemerkt wurde, eingesenkt in eine Grabenverwerfung, welche die Triasbildungen von

[1]) a. a. O. pag. 344.

Raibl an den Dachsteinkalken des Mangart abschneidet. Die jurassischen Bildungen der Lahnscharte bestehen in ihren tiefsten Gliedern aus dünn geschichteten, rothen, hornsteinreichen Kalken, gelbgrauen, festen Kalksteinen, in welchen man sofort die charakteristischen Schichten des Losercastells im Salzkammergute wiedererkennt, weissen Kalken, die von zahlreichen schwarzen und grauen Hornsteinschnüren durchzogen sind, so dass sie wie Bänderkalke aussehen, endlich mächtigen Bänken von Hornstein, dessen buntgefärbte Bestandtheile oft die seltsamsten, organischen Resten ähnlichen Formen nachahmen. Mitunter sind in diesen Hornsteinausscheidungen noch die Kieselnadeln von Spongien erkennbar. Sonstige Fossilien scheinen in diesem Schichtencomplex gänzlich zu fehlen. Die jurassischen Straten der Lahnscharte sind ausschliesslich auf den Bezirk innerhalb der Grabenverwerfung beschränkt. An allen übrigen Stellen ist die einstige Decke, welche ohne Zweifel ehedem den ganzen westlichen Theil des ursprünglichen Dachsteinkalkplateaus überkleidete, durch die Denudation entfernt worden. Selbst der oberste Gipfelkegel des Mangart (2678 Meter) führt noch die charakteristischen Megalodonten des Dachsteinkalkes.

Die grosse Störung des Lahnthales, deren südliches Ende die Konska Skerbina (2262 Meter) im Zuge der Brether Hochwand bezeichnet, steht in der Tektonik unseres Dachsteinkalkgebirges keineswegs vereinzelt da. Noch im Hintergrunde des Lahnthales hebt eine neue Störungslinie an, deren Verlauf durch die Punkte Mirnik und Sta. Maria in der Trenta fixirt wird. Während vom Thale aus diese Störung verdeckt bleibt, gewahrt man von einem der umstehenden Berge, am besten vom Gipfel des Mangart, ganz deutlich, wie die Dachsteinkalkschichten, die an der Strugova Spica (2291 Meter) noch das normale S-Fallen zeigten, am Mirnik [2345 Meter][1]) plötzlich jäh gegen N geknickt erscheinen und diese Fallrichtung nun bis zum Jalouc (2655 Meter) hin beibehalten, wo sich allmälig wieder das gewohnte flache S-Fallen einstellt. Im Planicathale ist diese Verwerfung durch eine sehr energische Schichtbiegung an den Felswänden zwischen Jalouc und Travnik (2200 Meter), im Trentathale durch jene auffallende Kluft markirt, aus welcher die Quelle des Isonzo als mächtiger Gebirgsbach hervorbricht. Wahrscheinlich entspricht die tiefe Spalte des Trentathales, welche den SW-Grat des Razor (2601 Meter) von dem Kamme des „Silberberges" (Srebernjak) scheidet, einer Fortsetzung dieser Dislocation. Nach den Mittheilungen von Stur[2]) soll sich bei Sta. Maria ein Aufbruch von Werfener Schiefern, gleich jenen der Abanza-Scharte finden. Leider ist diese Stelle gegenwärtig verschüttet, zum mindesten gelang es mir nicht, auch nur die geringste Spur derselben zu entdecken. Sollte es sich nicht etwa um eine blosse Verwechslung mit Liasbildungen handeln, die den kalkigen Bänken der Werfener Schiefer oft ziemlich ähnlich sehen, so wäre dieses unvermuthete Auftreten älterer Triashorizonte zwischen flach geneigten Schichten des Dachsteinkalkes ein wichtiges Argument für die obige Annahme.

---

[1]) Auf der Sp.-K. figurirt diese Spitze unter dem weder im Savethal, noch in der Trenta gebräuchlichen Namen Schagizza.

[2]) a. a. O. pag. 341.

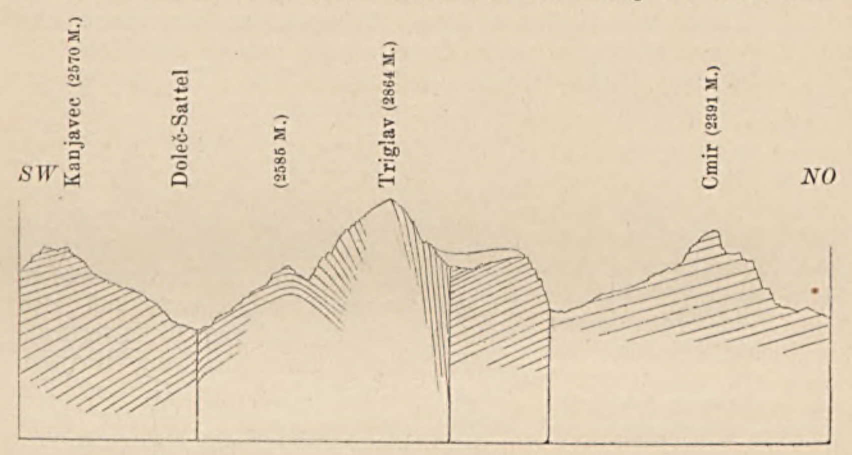
Im Gebiete der Velika Pischenza macht sich eine Störung an den Abhängen der Ribišče (1922 Meter) bemerkbar, indem hier der Dachsteinkalk des Sedle (1753 Meter) an einem NNO-SSW verlaufenden Bruche mit steilem O-Fallen absinkt. Der Effect dieser Verwerfung tritt noch in den NW-Wänden des Prisanig (2555 Meter) deutlich zu Tage. Ob die Flexur am Ausgange des Pischenzathales als eine Fortsetzung dieser Dislocation aufzufassen ist, mag, da positive Beweise für eine solche Annahme nicht erbracht werden können, dahingestellt bleiben.

Gegen Osten sieht man das Hochgebirge des Dachsteinkalkes in grossen Brüchen enden. Die für die Tektonik dieses Theiles der julischen Alpen bedeutungsvollste Bruchlinie — ich werde sie der Kürze halber Triglavlinie nennen — beginnt in der Wochein bei Mitterdorf und bildet die Grenze zwischen unserem SW fallenden Dachsteinkalkgebirge und der NW fallenden Masse des Pokluka-Plateaus. Ihr Verlauf wird durch den Ribnicagraben, die Westabstürze des Uskovnica-Plateaus und des Tosc Vrh, an dessen Fusse die später noch ausführlich zu besprechenden älteren Triasschichten der Konjšica Scharte abschneiden, angedeutet. Der tiefe Kessel von Bělopolje, dessen Sohle gegen den Scheiderücken der Mostnica um ungefähr 100 Meter gesenkt erscheint, bezeichnet den Eintritt einer Gabelung des Bruches. Der westliche Ast der Triglavlinie durchsetzt das Becken von Bělopolje und das Dolinengewirre des Mišel-Kars bis zum Doleč-Sattel im Verbindungskamme des Kanjavec (2570 Meter) und der Selenica, wo er durch mächtige recente Schuttablagerungen maskirt wird. Es liegt nahe, seine Fortsetzung in dem Zadnicathale zwischen Bihauc (2418 Meter) und Ožebnik (2085 Meter) zu suchen. Der andere Ast biegt am südlichen Rande des Bělopoljekessels in scharfem Winkel nach NO um, bringt den Nordflügel der Liasscholle in der Scharte zwischen Virnar Vrh (2224 Meter) und Tosc Vrh (2270 Meter) zum Absinken, derart, dass derselbe bei den Alphütten von Bělopolje in beträchtlich tieferem Niveau wieder erscheint, trennt den Korallenkalk des Virnar Vrh und Sedlo Vrh (2025 Meter) von den geschichteten Kalken des Tosc Vrh und Veliki Draški (2242 Meter), wendet sich hierauf nach NW, wodurch die beiden Liaskuppen in der obersten Kerma verworfen werden, und tritt endlich nächst der Gratscharte zwischen dem kleinen Triglav (2740 Meter) und der Rjovina (2534 Meter) in das eigentliche Massiv des Triglav ein. Die furchtbaren Steilwände, mit welchen das Triglavplateau fast unvermittelt auf den grünen Thalboden der Urata niederstürzt, bilden den grandiosen Schlusseffect dieser gewaltigen Dislocation.

Ueber die complicirten Verhältnisse in dem schmalen Streifen innerhalb der beiden Aeste der Triglavlinie gewährt eine Excursion von Bělopolje zum „Erzherzogin Maria Theresia-Schutzhaus" und auf den Gr. Triglav die wünschenswerthen Aufschlüsse. Mit Ausnahme der schichtungslosen Riffmasse des Mišel Vrh (Hacquetspitze 2462 Meter) zeigen sämmtliche Berge, welche während des Aufstieges zum Schutzhause in den Rahmen der Aussicht treten, Kanjavec, Vršak und die Kuppen in der Umgebung des Hribercesattels, das reguläre S-Fallen. Hat man jedoch das Kar erreicht, an dessen südlichem Rande das

„Erzherzogin Maria Theresia-Schutzhaus" steht, und welches die drei Gipfel des Triglav (2740 Meter, 2864 Meter und 2585 Meter) umspannen, so bemerkt man sogleich, dass der dritte Triglavgipfel (2585 Meter) mit einer Anticlinale zusammenfällt. Während auf den Abhängen zur Mišelska dolina die Kalkbänke sich normal gegen S neigen, sieht man in dem Kamm zur Flitscher Scharte[1]) die Schichten mit stets zunehmender Steilheit nach N einschiessen und am Gr. Triglav endlich in eine schichtungslose Masse von Riffkalk übergehen. Sollte jemand bei der Betrachtung dieses Bildes etwa der Meinung sein, dass die Schichtung in der Gipfelmasse des Triglav nur durch die Wirkungen der Erosion verwischt worden sei, so wird ihn eine Gratwanderung über die Schneide vom Kleinen zum Grossen Triglav sofort von der Unhaltbarkeit dieser Annahme überzeugen. Hier kann er in den

Profil durch den Centralstock des Triglav-Massivs.



kleinen Kaminen, welche den Zugang zu den einzelnen Wandstufen ermöglichen, mit der einen Hand noch die steil nach N zum Triglav-Gletscher einfallenden Schichten, mit der anderen den rauhen, jeder Schichtung entbehrenden, von Korallenresten erfüllten Dolomit der Rifffacies berühren. So scharf ist hier die Grenze zwischen beiden Bildungen, dass sie im ersten Drittel der Gratstrecke buchstäblich auf der Schneide selbst hinläuft, deren leichte Gangbarkeit wesentlich diesem Umstande zuzuschreiben sein dürfte. Das N-Fallen hält bis zur Triglavlinie an. Oestlich von derselben stört ein zweiter kurzer Parallelbruch, der zwischen Rjovina (2534 Meter), Urbanova (2294 Meter) und Cmir (2391 Meter) einerseits und dem Plateau Pekel andererseits die das Kotthal flankirenden Bergkämme durchschneidet, nur unbedeutend die Regelmässigkeit der Lagerungsverhältnisse.

---

[1]) Ueber die topographischen Details der Umgebung des Triglav vergl. die eingangs erwähnte Monographie der julischen Alpen von Dr. Julius Kugy. (Zeitschrift d. deutschen u. österr. Alpen-Vereins, 1883, pag. 383—396.)

Die Besprechung des zweiten grossen Querbruches, mit welchem das Hochgebirge des Dachsteinkalkes im Osten sein Ende erreicht, leitet uns unmittelbar hinüber zur Schilderung des geologischen Baues der beiden ausgedehnten Hochplateaux Pokluka und Mrzalka.

C. Das Hochplateau der Pokluka und Mrzalka.

Die grosse Störungslinie, deren Ausgang zwischen Ober-Rothwein und Moistrana mit der Unteren Kerma zusammenfällt, tritt in dem Kamme der Klečica (1893 Meter) in das Gebirge ein, läuft sodann im Süden des Kermakammes über die Alpen Lipanca und Razor, die Abanza und Konjšica-Scharte (erstere zwischen Konjšica und Rudnopolje Planina, letztere zwischen Konjšica- und Tosc-Alpe) zur Mostnica, wo sie mit der Triglavlinie zusammentrifft. Zwischen den Alpen Rudnopolje und Tosc wird der Verlauf dieser sehr beträchtlichen Verwerfung durch einen Aufbruch älterer Triasgesteine bezeichnet. Auf dem Wege von Mitterdorf nach Bělopolje sieht man in dem Kessel von Tosc unter dem Dachsteinkalke des Konjšica Vrh (1716 Meter) ohne weitere Zwischenglieder eine mächtige Ablagerung von rothen, glimmerreichen Schiefern zum Vorschein kommen, welche die charakteristischen Fossilien der Werfener Schichten führen. Dieser Werfener Schiefer, der bei der Tosc-Alpe flach unter den Dachsteinkalk des Konjšica-Vrh einfällt, erscheint im Hintergrunde des Kessels senkrecht aufgerichtet und zieht vielfach verbogen und gequält in verticaler Schichtstellung durch den zur Konjšica-Scharte aufwärts führenden Graben. Eine zweite kleinere Partie erscheint eingeklemmt zwischen die flach geneigten, nur an der Konjšica-Scharte selbst theilweise gegen die Bruchlinie geschleppten Dachsteinkalke des Veliki Draški (2242 Meter), deren Bänke durch das herdenweise Vorkommen von Megalodonten charakterisirt sind. Die ganze Erscheinung macht vollständig den Eindruck, als sei durch das Absinken des Gebirges die weiche Unterlage der Werfener Schiefer an dem Bruchrand zwischen dem stehengebliebenen und dem abgesunkenen Flügel emporgepresst und gequetscht worden, analog dem Haselgebirge in manchen Salzlagerstätten der Nordalpen. Störungen ähnlicher Art sind bisher in so grossartigem Massstabe nirgends in den Alpen bekannt geworden. Sie gehören in jeder Hinsicht zu den auffallendsten tektonischen Zügen der Triglavgruppe. Die Lagerungsverhältnisse an der Abanza-Scharte gleichen jenen der Konjšica nahezu vollständig. Beide Bildungen sind möglicherweise durch eine kurze Querverschiebung getrennt, die mit dem Oberlaufe der Ribnica zusammenfallen dürfte. Die ausgedehnte Schuttbedeckung im Konjšicakessel bereitet der Erkenntniss dieser Verhältnisse namhafte Schwierigkeiten.



a = Werfener Schiefer.
b = Dachsteinkalk.

Die Werfener Schiefer der Abanza und Konjšica-Scharte zeichnen sich durch einen grossen Reichthum an Versteinerungen aus, unter welchen insbesondere Cephalopoden eine hervorragende Rolle spielen. Das von Stur, Peters und mir aufgesammelte Material ergibt nachfolgende Suite von Fossilien:

Dinarites Muchianus v. Hau.
Tirolites Cassianus Quenst.
" *Idrianus Mojs.*
" *Mercurii Mojs.*
Naticella costata Mstr.
Turbo rectecostatus v. Hau.
Myacites fassaensis Wissm.
Posidonomya Clarai Emmr.
Myophoria costata Zenk.

Unter diesen setzen *Myacites fassaensis*, *Posidonomya Clarai* und *Naticella costata* stellenweise ganze Bänke zusammen.

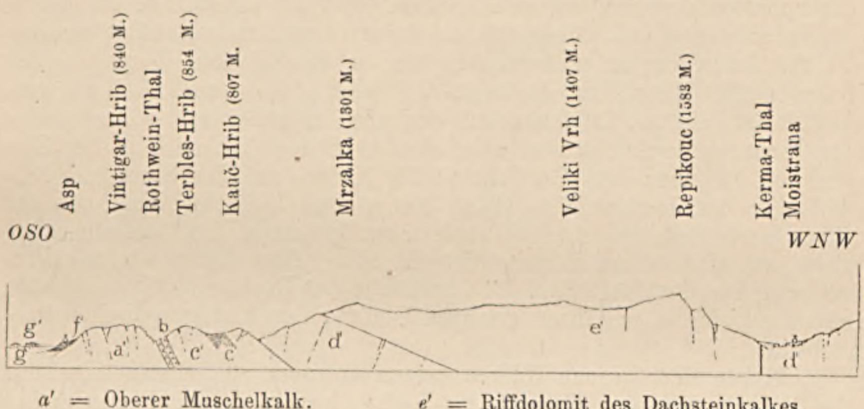
An den Rändern der Triglav- und Kermalinie ist der östliche Flügel unseres Berglandes, das Hochplateau der Pokluka und Mrzalka, in die Tiefe gesunken. Pokluka und Mrzalka bilden in orographischer wie in tektonischer Hinsicht ein einheitliches, nur durch die Erosionsrinne des Rothweinthales getrenntes Ganze. Wer freilich blos die gerade an dieser Stelle ziemlich schematische Zeichnung der Karte ins Auge fassen wollte, könnte sich leicht versucht fühlen, diese Behauptung in Zweifel zu ziehen und der Mrzalka als einer scheinbaren Fortsetzung des Vertaski Vrh (1899 Meter) ein WNW—OSO-Streichen zu vindiciren. Es entspricht dies jedoch in keiner Weise den thatsächlichen Verhältnissen. Vielmehr entbehrt das Plateau der Mrzalka vollständig eines OW streichenden Hauptkammes, und was auf der Bahnfahrt von Jauerburg nach Lengenfeld als solcher erscheint, ist in Wahrheit nichts anderes, als die obere Randkante dieses Plateaus, an welcher der Abfall zum Savethal seinen Anfang nimmt. Die einzelnen nur wenig über ihre Umgebung hervortretenden Gipfel der Mrzalka aber stehen in kurzen, SW-NO streichenden Querkämmen, die ihre unmittelbare Fortsetzung auf der rechten Seite des Rothweinthales in den Höhenrücken des Poklukaplateaus finden. So entspricht dem Klečicakamm an der linken Seite der Hermoka dolina der Zug des Repikouc (1583 Meter), dem Rücken der Kermivovča (1693 Meter) jener des Sgornje Kosiek (1447 Meter) und Veliki Vrh (1407 Meter), den Erhebungen von Bratola Peč die Sterženica (1272 Meter) u. s. w. So bestätigen auch die oroplastischen Verhältnisse die durch den einheitlichen geologischen Bau zur Evidenz erwiesene Zusammengehörigkeit der Hochflächen des Pokluka- und Mrzalkaplateaus.

Dem vorherrschenden NW-, beziehungsweise W-Fallen des ganzen Pokluka-Mrzalka-Massivs entsprechend, treten die tiefsten Schichtglieder im südöstlichen Theile, in dem von der Wurzener und Wocheiner Save eingeschlossenen spitzen Winkel zu Tage. Das älteste Gebilde, das an dem Bau dieses Gebietes noch Antheil nimmt, ist der obere

Muschelkalk, der hier durchaus in der Facies des Mendola-Dolomits erscheint und die malerischen Hügelgruppen der Umgebung von Veldes zusammensetzt. Der Vintigar Hrib (840 Meter) bei Asp, die kleinen Kuppen von Ober-Göriach, Retschitz und Pogelschitz, der Sirov und Visoinica Vrh (459 Meter) im Westen, die Straza (648 Meter), der Kosarc, Obroc und Pastrgannek (591 Meter) im Süden des Veldeser Sees, die beiden Höhen endlich, auf welchen die „Villa Rikli" und das alte Schloss Veldes stehen, gehören diesem Dolomit des oberen Muschelkalkes an. Die weite horizontale Ausdehnung dieses Schichtgliedes und die ausserordentllche Zerstückelung der einzelnen Massen ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf Rechnung eines Systems von Randbrüchen zu setzen, mit welchen das Gebirge gegen die Ebene von Radmannsdorf, den nördlichsten Ausläufer des grossen Senkungsfeldes von Laibach absinkt. Ueber dem oberen Muschelkalk, dessen steil abbrechender Schichtenkopf scharf aus dem Rahmen des anmuthigen Landschaftsbildes von Veldes hervortritt, folgen als constante Zone die Buchensteiner Schichten in der Facies der glimmerreichen Sandsteine und Tuffe, geradeso wie im Martulikgraben oder bei Kaltwasser. In Folge ihrer leichten Zerstörbarkeit bieten sie dem Fortschreiten der Vegetation einen überaus günstigen Boden, und wo z. B. die Schichtenköpfe des oberen Muschelkalkes von ihrem Detritus überrieselt sind, bekleidet ein fast undurchdringliches Buschwerk gleichmässig das ganzeGehänge, zum grossen Missvergnügen des Aufnahmsgeologen, der dann in diesem Gebiete keine anderen Aufschlüsse als höchstens in den Steilwänden des oberen Dolomits zu sehen bekommt. Der Verlauf dieser Zone ist durch eine flache Terrainstufe, welche die vorspringenden Felspartieen des Oberen Muschelkalkes und des Wengener, beziehungsweise Cassianer Dolomits unterbricht, in der Configuration des landschaftlichen Reliefs angedeutet. Aufschlüsse gehören in derselben, wie schon bemerkt, zu den Seltenheiten. Meist sieht man das Material dieses Schichtencomplexes nur in losen Stücken, die sich dann vielfach bereits auf secundärer Lagerstätte befinden. In grösserer Ausdehnung trifft man dasselbe anstehend nur im Rothweinthale nächst dem unbedeutenden Rothweiner Wasserfall, wo es mit 45—50° NW unter den Dolomit des Terbles Hrib (854 Meter) einfällt, in kleineren Partieen in der Nähe von Grabze, bei Kernica und auf der Hochterrasse von Slamnik oberhalb Wocheiner Vellach (Bohinska Bela). Die über der letzteren sich emporthürmenden Steilmauern des Turn Vrh (1254 Meter) und Pleša Vrh (1331 Meter), deren Fortsetzung auf der Südseite des Savicathales das seltsam geformte Felscastell des Babin zob (Weiberzahn 1129 Meter) bildet, gehören abermals einer Riffentwicklung an, die ausser den Wengener und Cassianer Schichten ebenso wie im Uratathale noch einen beträchtlichen Theil des Dachsteinkalkes mit umfasst. Die prächtigen Nadelholzforste, welche die südliche und östliche Hälfte des Poklukaplateaus bedecken, verhüllen in ihrer ganzen Ausdehnung den Untergrund so vollständig, dass die Trennung der geschichteten Dachsteinkalke vom Dolomit hier zur Unmöglichkeit wird. An der Zusammensetzung des Mrzalka-Plateaus nehmen fast ausschliesslich Riffkalke Antheil. Nur am Kauč Hrib (807 Meter) bei Jauer-

burg erleidet die Entwicklung in der Facies ungeschichteter Dolomite eine geringe, aber für die richtige stratigraphische Auffassung des Terrains bedeutungsvolle Unterbrechung. Es schalten sich nämlich in dem Sattel zwischen Kauč Hrib (807 Meter) und Terbles Hrib (854 Meter) schwarze, dünnplattige Schiefer von dem Aussehen der Schiefer mit *Daonella Lommeli* im Abteythale in die Dolomite ein. In diesen, leider sehr schlecht aufgeschlossenen, ca. 30° NW fallenden Schiefern fanden sich Reste eines nicht näher bestimmbaren Trachyceras, dessen Form lebhaft an die Trachyceraten der Wengener Schichten erinnert. Auch Gesteinscharakter und Lagerung weisen mit grösster Wahrscheinlichkeit auf Wengener Schichten hin. Da diese Schiefer ohne Zweifel in einem beträchtlich höheren Niveau liegen als die Sandsteine

Profil durch das Hochplateau der Mrzalka.



a' = Oberer Muschelkalk.
b = Buchensteiner Schichten.
c = Wengener Schichten.
c' = Wengener Dolomit.
d' = Cassianer Dolomit.
e' = Riffdolomit des Dachsteinkalkes.
f = Tertiäre Bildungen.
g = Diluvialschalter.
g' = Glacialdiluvium.

und Tuffe von Kaltwasser am Rothweiner Wasserfall, von welchen sie durch den Dolomit der Poljana (933 Meter) und des Terbles-Hrib getrennt werden, so erhält dadurch die Richtigkeit der Parallelisirung jener Sandsteine mit den Buchensteiner Schichten von Südtirol eine neue Bestätigung.

Im Westen des Goli Vrh (1358 Meter), Srepnjek Vrh (1276 Meter) und der Bohinska ravna setzen geschichtete Dachsteinkalke den übrigen Theil der Hochfläche des Pokluka-Plateaus zusammen. Manche Bänke derselben sind durch das Vorkommen zahlreicher Megalodonten, von welchen einige mit den von Hoernes[1]) im Travernanzesthal, am Fusse der Tofana gesammelten Arten vortrefflich übereinstimmen, sowie durch auffallend reiche Hornsteinführung bemerkenswerth, eine Erscheinung, die dem Dachsteinkalke der Nordalpen fremd

[1]) Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanst. 1876, pag. 46 ff.

zu sein scheint, sich aber in der oberen Trias von Graubünden am Piz Alv[1]) wiederholt.

Grösseres Interesse als die monotone Hochfläche des Dachsteinkalkes verdienen die jüngeren Bildungen, welche noch in einzelnen Denudations-Relicten auf derselben vorhanden sind. Diese letzten Residua einer einstigen, weit ausgebreiteten Decke gehören wohl ohne Ausnahme der Liasformation an. Auf der eigentlichen Hochfläche der Pokluka ist der Lias grösstentheils durch dunkle Hornsteine vertreten, deren Verwitterungsproducten die reichsten und fruchtbarsten Alpen dieses, im Uebrigen auf der Süd- und Ostseite mit dichten Wäldern bekleideten, auf der Nordseite von Dolinen und Karrenfeldern durchfurchten Plateaus ihre Existenz verdanken. Die anziehende Schilderung, welche Geyer[2]) von der landschaftlichen und ökonomischen Bedeutung der Lias- oder Doggerhornsteine für die Alpenregion des Todten Gebirges entwirft, passt nicht minder genau auf die Alpenlandschaften der Pokluka und Jelouca. Was die Altersfrage der Hornsteine anbelangt, so müssen sie unbedingt dem Lias zugezählt werden, da ihr Auftreten an mehreren Stellen, z. B. auf dem Wege von der Siuca (1258 Meter) zur Javornik-Alpe, mit den grauen Kalken verknüpft ist, die im Triglavgebiete den Lias repräsentiren. Ausgedehntere Schollen jener Hornsteinablagerungen finden sich noch in der Einsenkung zwischen dem Goli Vrh (1358 Meter) und der Siuca, am NO-Abhange des Javorov Vrh (1483 Meter) und auf dem Wege von der Siuca nach Rudnopolje. Die zahlreichen kleineren, zerstückelten Partieen, wo eine dünne Hornsteinschicht oder gelber Lehm als das Verwitterungsproduct derselben die Oberfläche des Dachsteinkalkes bedeckt, entziehen sich durch ihren geringen Umfang der kartographischen Darstellung.

Neben den grauen Kalken treten in dem südlichsten Abschnitt des Pokluka-Plateaus Hierlatz-Schichten in der Facies rother und weisser Crinoidenkalke auf. Die räumliche Ausdehnung dieser Bildungen ist sehr eingeengt und erscheint auf die nächste Umgebung von Koprivnik beschränkt. Auf dem Wege von Jereka nach Koprivnik liegen an der Basis der Crinoidenkalke bunte Breccien, ähnlich jenen im obersten Kermathale. Ueber denselben folgt am NO-Gehänge der Babna Gora (917 Meter) die erste Scholle von Crinoidenkalk, der grosse Crinoidenstiele bis zu anderthalb Centimeter Durchmesser enthält. Eine zweite Scholle liegt inmitten der Ortschaft Koprivnik, eine dritte am Südfusse des Jivnal Vrh (1212 Meter), zwei kleinere zwischen dem Jereka Potok-Graben und Slemen Vrh (1035 Meter), die ausgedehnteste endlich östlich von Koprivnik unterhalb des Hriberce Vrh (1086 Meter). Hier folgen über den Crinoidenkalken dunkle Hornsteine und rothe, schieferige Kalke, die zum grossen Theile noch aus Crinoiden-Zerreibsel bestehen, und in welchen Stur[3]) einen Harpoceraten aus der Gruppe des *H. radians* auffand. Die eigentlichen Crinoidenkalke sind geradeso wie in den Nordalpen arm an Ver-

[1]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XXXIV., 1884, pag. 316.

[2]) „Ueber jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Todten Gebirges." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. XXXIV., 1884, pag. 345.

[3]) a. a. O. pag. 342.

steinerungen. Ein ziemlich schönes Exemplar von *Spiriferina rostrata* war das einzige Fossil, das ich aus denselben erhalten konnte.

Betrachtet man die Lagerungsverhältnisse der Crinoidenkalke im Grossen, so macht sich auf den ersten Blick die Thatsache bemerkbar, dass die einzelnen getrennten Schollen derselben sehr verschiedene Horizonte des Dachsteinkalkes überlagern. Da die Dachsteinkalke mit grosser Regelmässigkeit flach NW einfallen, während zwischen dem tiefsten und höchsten Vorkommen der Crinoidenkalke eine Höhendifferenz von mindestens 300 Meter sich ergibt, so erscheint, wenn man nicht zu der durch nichts zu begründenden Annahme complicirter Verwerfungen seine Zuflucht nehmen will, der Schluss naheliegend, dass die letzteren über die bereits vor der Ablagerung der Hierlatz-Schichten denudirten Schichtköpfe des Dachsteinkalkes transgredirend übergreifen. Dieses durch die Lagerungs-Verhältnisse im Grossen wahrscheinlich gemachte Factum auch durch Detail-Beobachtungen in gründlicherer Weise festzustellen, ist mir bei der ausserordentlichen Schwierigkeit, in dem meist von fast undurchdringlichem Buschwerk überwachsenen Terrain geeignete Aufschlüsse zu finden, nur an einer Stelle gelungen. Steigt man nämlich von Koprivnik auf dem an der Westseite des Slemen Vrh (1035 Meter) entlang führenden Steige nach Jereka hinab, so trifft man beiläufig auf dem halben Wege in der Nähe eines einzelnen Gehöftes auf eine kleine Liasscholle, welche der Fusspfad hier überquert. Verlässt man nun denselben etwas unterhalb dieses Punktes, so gelangt man durch dichtes Gebüsch und über einige sehr steile Felsabsätze an die obere Kante einer circa dreissig Meter hohen, senkrechten Wand von Dachsteinkalk, deren oberste Schichtbänder treppenförmig gestuft sind. In den einspringenden Winkeln zwischen den einzelnen Stufen aber liegen Streifen von Crinoidenkalk, deren transgredirendes Auftreten hier kaum einem Zweifel unterliegen kann. Die nebenstehende Skizze bringt diesen leider sehr versteckten und keineswegs leicht zugänglichen Aufschluss zur Anschauung. Bei der Anfertigung derselben habe ich mir nur insoferne eine *licentia poëtica* — wenn dieser Ausdruck gestattet ist — erlaubt, als die beiden Gesimse, auf welchen die Hierlatzbildungen liegen, in Wirklichkeit von



a = Dachsteinkalk.
b = Crinoidenkalke }
c = Graue Kalke } des Lias.
d = Schwarze Schiefer }

dichtem Buschwerk verhüllt und daher von unten aus nicht als solche erkennbar sind. Am Fusse dieser Wand von Dachsteinkalk liegen die grauen Kalke des Lias in Verbindung mit dünnplattigen, versteinerungsleeren, schwarzen Schiefern. Es liegt unter diesen Umständen sehr nahe, die grauen Kalke und die Hierlatzschichten als isochrone, nur durch bathymetrische Verschiedenheiten differenzirte Bildungen anzusehen, von welchen die erstere eine pelagische, die letztere eine Strand- und Untiefenfacies repräsentiren würde.

Noch habe ich der kleinen Berggruppe der Rudnica (947 Meter) und Rečevnica (862 Meter) zu gedenken, deren wenig bedeutende Erhebungen die Längenthäler von Mitterdorf und Feistritz trennen und in tektonischer Beziehung sich der Poklukamasse anschliessen. Es entspricht nämlich das Becken von Mitterdorf und dessen westliche Fortsetzung, das Becken des Wocheiner Sees, einer grossen Synclinale, deren Südflügel das im Poklukaplateau herrschende Nordfallen zeigt, eine Fallrichtung, die sodann in den südlichen Kämmen der julischen Alpen, der Černa Prst (1845 Meter) und Hradica (1964 Meter) zu allgemeiner Geltung gelangt. Neben dem Dachsteinkalk spielen in dem Höhenzuge der Rečevnica und Rudnica Liasablagerungen eine hervorragende Rolle. Eine ausgedehnte Liasscholle an der Strasse von Feistritz nach Jereka liegt transgredirend mit 40° O-Fallen auf dem Dachsteinkalk der Rečevnica. Die Liasbildungen bestehen hier aus einem Wechsel von rothen und grauen Mergelschiefern, schwarzen Hornsteinen, gelbgrauen, dünn geschichteten Kalken mit zahlreichen dendritischen Zeichnungen auf der Oberfläche, bräunlichen Sandsteinen und dunkeln Kalkmergeln.

In den liegendsten Partieen treten dunkle Conglomerate und Bänke eines schön rosenroth gefärbten Kalksteines auf. Versteinerungen hat dieser Aufschluss ebensowenig als die übrigen im Gebiete der Wochein geliefert. Petrographisch gleichen die schwarzen und grauen Mergelschiefer vollständig den pflanzenführenden Liasschiefern der Černa Prst, die wahrscheinlich analog den Grestener Schichten in Niederösterreich eine Landbildung repräsentiren. Weitere Liasablagerungen, gleichfalls in der Facies schwarzer Mergelschiefer und grauer Kalkmergel, finden sich am Nordgehänge des Sattels zwischen Rečevnica und Rudnica, an der Savica gegenüber von Feistritz, bei Studorf, zwischen Brod und Saviz, bei Althammer u. s. w. Auf dem Gipfel der Rudnica liegen weisse und rothe Kalke, welche gerade wie die grauen Kalke der Pokluka und Jelouca und die Crinoidenkalke von Koprivnik durch das reiche Vorkommen von Manganknollen und Bohnerzputzen ausgezeichnet sind. Aus diesen Liasgesteinen stammen jene Bohnerze, die mit Beauxit (Wocheinit) und den Resten diluvialer Säugethiere zusammen auf secundärer Lagerstätte auf der Jelouca und Rudnica sich finden, eingeschwemmt in Klüfte und Höhlungen des Gebirges, wie dies v. Morlot[1]) ausführlich geschildert hat. Die ehemals nicht

---

[1]) „Ueber die geologischen Verhältnisse von Oberkrain." Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. I., 1850, pag. 389—411.

unbeträchtliche Ausbeute dieser Wocheinit- und Bohnerzlager ist gegenwärtig in Folge eines planlos betriebenen Raubbaues[1]) auf jene Minerale auf ein Minimum herabgesunken.

Die Schilderung der mesozoischen Ablagerungen unseres Gebietes ist nunmehr abgeschlossen. Versuchen wir es, ehe wir uns den Bildungen jüngerer Epochen zuwenden, einige Schlüsse über die Bildungsgeschichte der Riffzone am Aussenrande der julischen Alpen an dieselbe zu knüpfen, so gelangen wir diesbezüglich zu den nachfolgenden Ergebnissen.

Die erste Anlage eines langgestreckten, flachen Riffes fällt, von den kleinen Dolomitlinsen im unteren Muschelkalk des Martulikgrabens und der Velika Pischenza abgesehen, in die Periode des oberen Muschelkalkes. Die Ausbreitung dieses Riffes geschah von Osten her aus vorläufig nicht näher zu localisirenden Gegenden und erstreckte sich dasselbe zur Zeit seiner grössten Ausdehnung nach Westen hin bis zu der als heteropischen Scheidelinie bemerkenswerthen Thalfurche des Martulikgrabens. Die Periode der Buchensteiner Schichten bezeichnet für unser Gebiet eine energische Unterbrechung im Wachsthum des Riffes. Es war diese Einschränkung der Riffregion eine so bedeutende, dass sich dieselbe weit in den SO der julischen Alpen zurückzog, während in den westlichen Districten aus der ganzen Zeit der Buchensteiner Schichten nur Ablagerungen eines seichten Meeres vorliegen, dessen Ufer jene reiche Flora bekleidete, deren Reste uns in den Sandsteinen und Tuffen von Kaltwasser erhalten sind. Möglicherweise war zu der gleichen Zeit der westliche Theil unseres Gebietes der Schauplatz gewaltiger vulcanischer Ausbrüche, deren Centrum in die Umgebung von Kaltwasser und den Eschalkogel fällt. Die Zeit der Wengener Schichten wird durch eine Periode sehr rascher allgemeiner Senkung eingeleitet. Ein langgestrecktes Wallriff, das nur im S von Jauerburg durch einen schmalen Meeresarm unterbrochen wird, breitet sich entlang der ganzen nördlichen Zone der julischen Alpen aus. Sollte die gemuthmasste weite Erstreckung desselben nach Westen hin bis über den Fella-Durchbruch hinaus sich bestätigen, so hätten wir hier eines der ausgedehntesten zusammenhängenden Barrièrenriffe vor uns, die bisher in den Südalpen bekannt geworden sind. Ihren Höhepunkt erreichte die Riffentwicklung wie in Südtirol zur Zeil der Cassianer Schichten. Nur in die nach drei Seiten abgeschlossene, canalartig verengte Bucht von Raibl griff von Westen her das Mergelmeer ein. Im Inneren dieses heteropischen Meeresbeckens, das in seinen chorologischen Verhältnissen so vielfach an St. Cassian erinnert, entwickelte sich am Ausgehenden der grossen Riffmassen eine Fauna, welche durch ihren Arten- und Individuenreichthum in hohem Grade ausgezeichnet ist. Ihre grösste Intensität jedoch erreicht die heteropische Differenzirung

---

[1]) Mittelst Erlasses d. Min. f. H. u. V. v. 11. Jänner 1866, Z. 17761, wurde der Wocheinit von den im §. 3 des allgem. österr. Berggesetzes normirten Mineralen, deren Verleihung dem Bergregale vorbehalten bleibt, ausgenommen.

zur Zeit der Raibler Schichten. Während diese Periode in dem westlichen Theile der julischen Alpen eine Strand- und Seichtwasserbildung repräsentirt, deren biologischer Charakter sich in der artenarmen Strandfauna des Torer Sattels, der Alten Alm und des Koritnicathales ausprägt, dauerte im Osten unseres Gebietes die Senkung des Meeresbodens fort und reicht hier dementsprechend die Riffbildung ohne Unterbrechung durch den carnischen Dachsteinkalk möglicherweise bis in den rhätischen Dachsteinkalk hinauf und bezeichnet somit erst der Eintritt der rhätischen Periode den Abschluss der heteropischen Differenzirung in unserem Gebiete. Es ergibt sich hierin ein wesentlicher Unterschied gegenüber den Riffbildungen Südtirols und der westlichen Carnia, wo stets Raibler Schichten den Abschluss der grossen Riffmassen darstellen, dagegen eine bemerkenswerthe Analogie mit nordalpinen Verhältnissen, wo beispielsweise im Salzkammergute eine mächtige Zone von Korallriffen des carnischen und rhätischen Dachsteinkalkes den Südrand des Gebietes begleitet. Im äussersten SO der julischen Alpen, schon ausserhalb unseres engeren Gebietes, dürfte übrigens die Rifffacies selbst noch höhere Formationsglieder als die rhätische Stufe umfassen; wenigstens scheinen die zahlreichen Versteinerungen des Plassenkalkes, welche durch Stur aus dem Tarnowaner Wald bekannt geworden sind, auf die Existenz tithonischer Riffe hinzuweisen.

D. Jüngere Bildungen.

Von den jüngeren Bildungen, welche an der Zusammensetzung unseres Gebietes noch Antheil nehmen, verdienen zunächst die Tertiärablagerungen der Wochein Beachtung. Der grössere Theil derselben mit der merkwürdigen Terrasse von Raune gehört bereits dem südlichen Abschnitt der julischen Alpen an und hat in den Arbeiten von Stur und v. Morlot eine ebenso eingehende als sachkundige Darstellung erfahren. Nördlich von der Savica sind die Tertiärbildungen auf die kleine Berggruppe der Rudnica beschränkt. Meinem Freunde und Reisegefährten, Herrn Dr. Hermann Eissler, der auf mein Ersuchen die Rudnica (947 Meter) bestieg, verdanke ich die Mittheilung, dass sich noch knapp unterhalb des Gipfels derselben pflanzenführende Tertiärschichten finden, die hier demzufolge in einer Höhe von mehr als 400 Meter über der Thalsohle der Savica auftreten.

Eine zweite Stelle von pflanzenführendem Tertiär ist zwischen St. Johann und Althammer durch mehrere alte Steinbrüche und Grubenbaue aufgeschlossen. Der Charakter der Flora ist ein miocäner, wie Stur[1]), gestützt auf detaillirte Untersuchungen, nachweist. Von marinen Resten ist der Fund eines *Cerithium margaritaceum* durch v. Morlot[2]) im Tegel von Althammer seit langer Zeit bekannt. Im Hauptthale der Save sind die tertiären Schichten grösstentheils durch

[1]) a. a. O. pag. 344.
[2]) a. a. O. pag. 389 ff.

die Diluvialschotter und jüngeren Alluvionen bedeckt. Sowohl v. Morlot als Peters[1]) haben sich mit denselben in so ausführlicher Weise beschäftigt, dass ich einer weiteren Schilderung derselben überhoben zu sein glaube. An dem gleichen Orte findet man auch das Terrassendiluvium der Save, Savica und Soča eingehend behandelt. Dagegen sei an dieser Stelle noch der glacialen Bildungen unseres Gebietes in Kürze gedacht.

Die weitaus grösste Verbreitung besitzt das erratische Diluvium im oberen Savethal. Hier breitet sich zwischen Ratschach und Weissenfels eine echte Moränenlandschaft aus. Hügelreihe auf Hügelreihe, aus ungeschichtetem Schutt und gekritzten Geschieben der verschiedensten paläozoischen und mesozoischen Formationsglieder bestehend, setzt hier quer über das Hauptthal und ruft in ihrer Anordnung und in ihrem Ensemble die charakteristischen Züge der Moränenlandschaften auf der bayrischen Hochebene ins Gedächtniss zurück. Eine andere mächtige Grundmoränenablagerung wird bei Unter-Wurzen von der alten Strasse durchbrochen. Dagegen verdankt der Wurzener See, bei dessen Anblick man sich lebhaft an die Moränenseen des Alpenvorlandes erinnert fühlt, seine Entstehung keineswegs der Wirkung ehemaliger Gletscherthätigkeit. Es ist derselbe vielmehr nichts anderes als der an die Oberfläche tretende Grundwasserspiegel der Ratschacher Thalweitung, „die Wiedergeburt jener Wässer und Quellen, welche die schutterfüllte Thalsohle der Planica verschlungen hat, um sie im unterirdischen Laufe an diese Stelle zu führen und durch dynamische Kraft wieder ans Tageslicht emporzuheben, es ist der eigentliche Ursprung der Save“ [2]). Zwischen Sava und Assling durchsetzt abermals ein mehrfacher Hügeldamm von Glacialschutt das Savethal. Noch weiter südlich finden sich bei Radmannsdorf im Hauptthale erratische Gesteine, wo der aus tertiärem Conglomerat bestehende Rücken, welcher die alte Schlossruine von Wallenburg trägt, mit Blöcken von rothem Porphyr aus dem Flussgebiete der Schlitza überschüttet ist. Die Bestimmung der Südgrenze des alten Savegletschers, die jedenfalls zwischen Radmannsdorf und Laak zu suchen ist, wäre sicherlich eine leichte und dankenswerthe Aufgabe, wenn die Bereisung jener Gegenden ohne vollständige Kenntniss der slovenischen Sprache unter den gegenwärtigen politischen Verhältnissen nicht manche Unzukömmlichkeiten mit sich bringen würde. Ein ausgedehntes Vorkommen von erratischem Schutt birgt auch der weite Einsturzkessel von Veldes, wo allenthalben über den Diluvialschottern Moränenreste liegen, so an der Strasse von Veldes nach Asp, bei Unter-Göriach, östlich von Schloss Grimschitz, bei Auriz, oberhalb Wocheiner Vellach am rechten Gehänge des Belcabaches u. s. w. Der Curort Veldes selbst steht auf einer Grundmoräne, deren gekritzte Geschiebe bei jeder Aufgrabung im Parke des „Hôtel Mallner“ in grosser Zahl zu Tage gefördert werden. In auffallendem Gegensatze zu diesem Reichthum an Spuren glacialer Thätigkeit im Hauptthale der Save steht die geringe Verbreitung erratischer Pro-

[1]) a. a. O. pag. 687.

[2]) v. Gariboldi: „Kronau und seine Umgebung.“ Laibacher Wochenblatt, Februar 1884.

venienzen in den Seitenthälern. Hier hat die Zerstörung des Gebirges seit dem Abschlusse der jüngsten Eiszeit schon so bedeutende Fortschritte gemacht, dass bereits der weitaus grösste Theil des durch die Gletscher transportirten Materials von recenten Schuttablagerungen verhüllt wird. Nur an drei Stellen gelang es mir, in den inneren Thälern der julischen Alpen Grundmoränen nachzuweisen: in der Nähe der ehemaligen Cementfabrik von Raibl am Ausgange des Rauschengrabens, auf dem Wege von Jereka nach Koprivnik, wo die mächtige, an das steile Kalkgebirge angelagerte Terrasse von erratischem Schutt, in welchem gekritzte Geschiebe weitaus dominiren, offenbar einer Hindernismoräne (*Moraine d'obstacle* Collombe's[1]) entspricht, und im Lahnthale nächst dem Unteren Weissenfelser See. Dagegen wage ich es nicht, wie v. Morlot und Melling, den durchwegs aus eckigen oder höchstens kantengerundeten Felsfragmenten bestehenden Damm, welcher die beiden Weissenfelser Seen trennt, als eine Stirnmoräne anzusprechen. Nicht nur mangeln gekritzte und polirte Geschiebe in diesem Trümmerchaos vollständig, es fehlen auch gänzlich in demselben die charakteristischen Gesteine der Raibler Schichten und des oberen Jura, die im Hintergrunde des Lahnthales in bedeutender Mächtigkeit anstehen und deren Abwesenheit unter Voraussetzung eines glacialen Transportes jener Schuttmassen in hohem Grade befremden muss. Es scheint daher keineswegs ungerechtfertigt, ein gewisses Mistrauen gegen die glaciale Natur derselben zu hegen und ihre Bildung vielleicht eher auf Rechnung grosser Bergstürze zu setzen, die ja in den Südalpen bekanntermassen nicht selten eine hervorragende äussere Aehnlichkeit mit Moränenwällen besitzen. Schliesslich erlaube ich mir noch, die Aufmerksamkeit der Glacialgeologen auf die circa 100 Meter mächtige Breccie des Uratathales zu lenken, in welche der malerische Peričnikfall sein Bett eingeschnitten hat und deren eingehende Untersuchung möglicherweise nicht minder interessante Ergebnisse zu Tage fördern würde als das Studium der alten Breccien in den nördlichen Kalkalpen.

Das Bruchnetz der julischen Alpen.

In der äussersten Randzone jener ausgedehnten Region gelegen, welche Suess[2]) als das Gebiet der periadriatischen Senkung bezeichnet, nimmt die Gebirgsgruppe der julischen Alpen in tektonischer Beziehung eine ebenso interessante als exceptionelle Stellung ein. An derselben Stelle, wo die für den Bau des südöstlichen Theiles der Alpen massgebende Virgation der Karawankenketten und des dinarischen Systems stattfindet, vollziehen auch die grossen peripherischen Brüche des periadriatischen Senkungsgebietes eine Umbeugung nach Südosten. Die tiefen Thalfurchen der Drau zwischen Sachsenburg und Villach einerseits und Lienz und Ober-Drauburg mit der Fort-

[1]) „Sur le terrain erratique des Vosges." Bull. soc. géol. de France, II. S., t. III, 1845/46, pag. 147.
[2]) „Das Antlitz der Erde." II. Th.

setzung bis Hermagor im Gailthale andererseits lassen dieses Abschwenken jener grossen Störungslinien deutlich erkennen. Im gleichen Sinne ist die Spalte des oberen Savethales als ein peripherischer Bruch der periadriatischen Mulde aufzufassen. Eine zweite peripherische Störungslinie, vielleicht die grösste zusammenhängende, die wir in den Südalpen überhaupt kennen, stellt jene von Stur[1]) ausführlich beschriebene gewaltige Dislocation dar, welche, durch das Selzachthal über Podbrda und dem Laufe der Bača entlang ziehend, bei Tolmein die Thalweitung des Isonzo quert und deren Fortsetzung im fernen Westen, wenn man den Angaben der italienischen Geologen Glauben schenken darf, mit der Bellunolinie zusammenfällt.

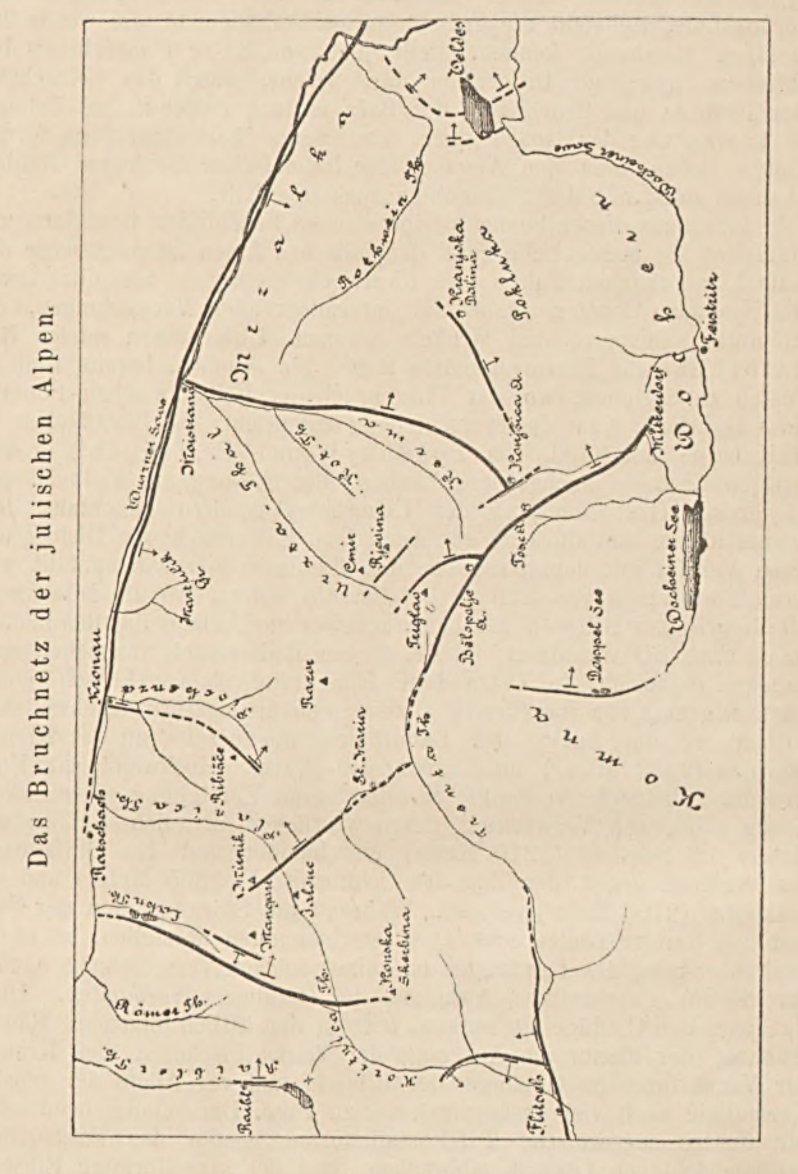
Innerhalb dieser beiden peripherischen Bruchlinien liegt flach und ungefaltet die mesozoische Tafel der julischen Alpen im Angesichte der vielfach gewundenen Falten des Karawankengebirges, zersplittert von zwei Systemen kurzer, manchmal intermittirender Verwerfungen, die sich unter nahezu rechten Winkeln kreuzen. Unter ihnen spielen Radialbrüche die hervorragendste Rolle. Sie scheinen bereits weit im Westen zu beginnen, wo der Durchbruch der Fella zwischen Pontafel und Chiusaforte einer Querverschiebung entspricht. Die Blattflächen im Königsberge bei Raibl, die Pošepny[2]) und F. Gröger[3]) in dem dortigen Erzbaue nachgewiesen haben, die Störung am Fallbach und die grosse Grabensenkung des Lahnthales gehören gleichfalls dem System dieser Radialbrüche an. Auch jene SW streichende Dislocation, deren Verlauf mit dem Ausgange des Trentathales zusammenfällt und deren Fortsetzung vermuthlich bis Cersoča reicht, wo die Interferenz mit dinarischen Brüchen die bemerkenswerthe Umbeugung des Isonzothales nach SO veranlasst, dürfte als ein Radialbruch anzusehen sein. Dagegen entspricht der Ostrand des Einsturzkessels von Flitsch keineswegs, wie man von vorneherein anzunehmen geneigt sein möchte, einer Fortsetzung der Spalte des Lahnthales, die bereits an der Konska Skerbina (2262 Meter) im Kamme der Brether Hochwand ihr Ende erreicht. Vielmehr verdankt derselbe seine Entstehung einer hakenförmig gebogenen Verwerfung, deren westlicher Ast sich tief in das Massiv des Rombon (2210 Meter) einschneidet und die Gipfelmasse des letzteren gegen den Zug der Confinspitzen (2355 Meter) und des Seekopfes (2106 Meter) verwirft. Während die Störungslinien der Fella und des Raibler Thales echte Querverschiebungen darstellen, ist in der Grabensenkung des Lahnthales mit einer solchen Verschiebung nach N bereits ein gleichzeitiges Absinken des Ostflügels verbunden. Diese Tendenz, den Ostflügel zu senken, tritt in den östlich folgenden Radialbrüchen, der Flexur am Ausgange der Velika Pischenza bei Kronau, der Verwerfung im Gehänge der Ribisce und vor Allem der grossen Kermalinie noch viel ausgesprochener zu Tage. Dementsprechend sehen wir unsere mesozoische Tafel staffelförmig gegen das ausgedehnte Senkungsfeld von Laibach abbrechen, und der kesselförmige Einsturz

[1]) a. a. O. pag. 350—364.

[2]) „Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten.“ Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst., 1873, XXIII., pag. 325 ff.

[3]) Suess: „Das Antlitz der Erde.“ I. Theil. Anmerkung 18 zu Abschn. III., pag. 189.

von Veldes ist nur der letzte Effect jener treppenförmigen Verwürfe, die, dem Umbeugen der peripherischen Brüche der periadriatischen Mulde folgend, hier eine convergirende Richtung einzuhalten streben.



Das Bruchnetz der julischen Alpen.

Neben diesem System radialer Sprünge machen sich gleichzeitig Verwerfungen in der Richtung der dinarischen Faltenbrüche in hervorragender Weise bemerkbar. Zu ihnen zählen vor Allem der Mirnikbruch und die Triglavlinie. Die Spaltung der letzteren im Bělopoljekessel wiederholt mit grosser Deutlichkeit jene Erscheinung

der Zersplitterung einer Bruchlinie von bedeutender Sprunghöhe in mehrere Einzelbrüche, die in der Tektonik des südtirolischen Hochlandes durch so zahlreiche Beispiele illustrirt wird. Ein wesentlicher Unterschied ergibt sich indessen zwischen diesen NW—SO streichenden Verwerfungen der Triglavgruppe und den eigentlichen Faltungsbrüchen der dinarischen Ketten. Während in den letzteren die Faltung mit grosser Consequenz gegen S oder SW nach dem Centrum der adriatischen Mulde hin gerichtet ist, sind der Mirnikbruch sowohl als die Triglavlinie und auch die grosse Störungslinie von Tolmein mit Absinken des Nord-, beziehungsweise Nordostflügels verbunden.

Auch hierin zeigt sich eine auffallende Annäherung an die tektonischen Verhältnisse des östlichen Südtirol, wo die Nordverwerfungen, wie die Rosengartenflexur, die Villnösslinie im Westen des Abteythales, die Verwerfung am Nordgehänge der Fassa - Grödener Tafelmasse und im obersten Buchenstein, gleichfalls auf die Randzone der peripherischen Brüche des periadriatischen Senkungsgebietes beschränkt erscheinen. Wie in Südtirol erst mit der Falzaregolinie das normale Dislocationssystem beginnt, so nimmt hier erst ausserhalb der Verwerfung von Tolmein am Südfusse des Dachsteinkalkgebirges die Reihe der Ueberschiebungsbrüche nach dem Centrum der adriatischen Mulde zu ihren Anfang. Weiter gegen Süden erfolgen sodann die Verwerfungen durchwegs im Sinne des dinarischen Systems, und geht damit die Mannigfaltigkeit des Bruchnetzes der julischen Tafelmasse verloren, das durch die Regelmässigkeit seiner tektonischen Grundlinien einen scharf ausgeprägten Charakterzug in dem Antlitz der Alpen bildet.

Inhalts-Verzeichnis.

Ueber Mineralien und Gesteine von Jan Mayen.

Von Dr. Rudolf Scharizer.

Als im Herbste des Jahres 1882 die „Pola“, das Begleitschiff der wissenschaftlichen Polarexpedition, das erstemal von Jan Mayen zurückkehrte, brachte dieselbe ein Sortiment von Gesteinen mit, welches von Sr. Excellenz dem Herrn Grafen Hanns Wilczek dem mineralogischen Universitätsmuseum zur Untersuchung überlassen wurde, deren Ausführung der Vorstand dieses Institutes, Herr Professor Schrauf, mir anvertraute. Die Resultate dieser Untersuchungen sind in den nachfolgenden Zeilen zusammengestellt.

Das zu bearbeitende Material bestand aus zwölf Nummern basaltischer und einer Nummer trachytischer Gesteine nebst Gletscherschutt.

A. Mineralien.

Bei dem Umstande, dass die vorliegenden Gesteinshandstücke nicht gross waren, kam mir der Gletscherschutt, welcher die Mineralien im losen Zustande enthielt, sehr zu statten. Die nachstehenden Angaben über Mineralien beziehen sich somit lediglich auf solche, welche dem Gletscherschutte entnommen worden waren. Alle sahen frisch aus und waren ohne Spur einer chemischen Umwandlung.

1. Der Olivin.

Derselbe kommt in abgerundeten, fettglänzenden, weingelben Körnern, welche nie eine Krystallgestalt erkennen lassen, im Sande vor. Das Volumgewicht beträgt 3·294, und die chemische Constitution der bei 100° getrockneten Substanz ist folgende:

	Beobachtete Percente	Beobachtete Molecular-Verhältnisse	Angenommene Molecular-Verhältnisse	Berechnete Constitution
SiO_2	40·386	6731	17	40·670
FeO	11·179	1552	4	11·483
MgO	48·122	12031	30	47·847
CaO	0·123	22	—	—
	99·810			100·000

Analyse I.

Vernachlässigt man die geringe Menge Kalk, so entspricht die Analyse der Formel

$$Mg_{30}\ Fe_4\ Si_{17}\ O_{68}.$$

Die Differenzen zwischen Beobachtung und Rechnung bewegen sich innerhalb der Fehlergrenzen einer Analyse. Es entspricht somit, trotz der hohen Verhältnisszahlen, obige Formel vollkommen der Constitution dieses Olivins. Seiner chemischen Zusammensetzung nach steht der Olivin von Jan Mayen dem von Walmstedt[1]) analysirten Olivin des Pallaseisens am nächsten, von welchem sich derselbe nur durch das Fehlen von Mangan und Thonerde unterscheidet.

2. Der Chromdiopsid.

Die aus dem Schutte ausgelesenen dunkelgrünen, fettglänzenden Körner lassen keine Spur einer Krystallgestalt erkennen. Von den drei für den Omphacit charakteristischen Spaltungsrichtungen ist eine der prismatischen besonders gut entwickelt. Am schlechtesten ist die orthopinakoidische Spaltung ausgebildet. Das Volumgewicht ist 3·313. Die chemische Analyse der bei 100° C. getrockneten Substanz führte zu nachfolgenden Zahlen:

	Beobachtete Percente	Beobachtete Molecular-Verhältnisse
SiO_2	51·856	180
Al_2O_3	1·561	3
Fe_2O_3	2·439	3
Cr_2O_3	0·733	1
FeO	3·462	10
MnO	Spur	—
MgO	17·398	91
CaO	22·151	83
H_2O	0·117	1
	99·717[2])	

Analyse II.

[1]) Dana, Mineralogy, pag. 257, Analyse 15.
[2]) Alkalien sind nicht vorhanden.

Dem Verhältnisse von $\overset{II}{R}O : SiO_2 = 1·022 : 1$ und der Rammelsberg'schen Auffassung der Augitconstitution entspricht die Formel:

$$26\,(Mg\,Fe\,Ca)\,SiO_3 + (Al\,Fe\,Cr)_2\,O_3.$$

Man kann aber auch die Formel folgendermassen schreiben:

$$\begin{array}{l} 83\,Mg\,Ca\;\;Si\,Si\,O_6 \;\ldots\; \text{Formel}\ \alpha \\ 5\,Mg\,Fe\;\;Si\,Si\,O_6 \\ 3\,Mg\,Al_2\,Si\,O_6 \\ 3\,Mg\,Fe_2\,Si\,O_6 \\ 1\,Mg\,Cr_2\,Si\,O_6 \end{array}$$

Dabei ergibt sich ein Ueberschuss von einem Molecül FeO und ein Abgang von drei Molecülen Kieselsäure. Die dieser Formel α entsprechende gerechnete Zusammensetzung wäre:

	Gerechnete Zusammensetzung	Auf 100 Percent reducirte Originalanalyse	Differenzen Beob.-Rechnung
SiO_2	52·647	52·064	−0·583
Al_2O_3	1·477	1·567	+0·090
Fe_2O_3	2·301	2·449	+0·148
Cr_2O_3	0·729	0·736	+0·007
FeO	3·107	3·476	+0·369
MgO	17·453	17·468	+0·015
CaO	22·286	22·240	−0·046
	100·000	100·000	

Die Uebereinstimmung zwischen Beobachtung und Rechnung ist befriedigend.

Da von einigen Autoren der Chromdiopsid für einen durch Picotit verunreinigten Diopsid gehalten wird, versuchte ich, ob es möglich sei, eine chromitähnliche Substanz aus der Constitution des Chromdiopsid von Jan Mayen theoretisch auszuscheiden. Unter der Voraussetzung, dass nicht alles Chrom als Oxyd, sondern auch partiell als Oxydul vorhanden sei, gelingt es, die Zusammensetzung dieses Chromdiopsids folgendermassen stöchiometrisch auszudrücken:

$$\left.\begin{array}{r} 249\,Mg\,Ca\,Si\,Si\,O_6 \\ 18\,Mg\,Fe\,Si\,Si\,O_6 \end{array}\right\}\ \text{Diopsidsubstanz} +$$

$$[(Mg_6\,Fe_{12}\,Cr_2)\,O_{20} + (Al_{18}\,Fe_{18}\,Cr_4)\,O_{60}]\ \text{Picotitsubstanz} \ldots \beta$$

Dabei ergibt sich ein Ueberschuss von sechs Kieselsäuremolecülen.

Dieser Formel β entspräche folgende gerechnete Zusammensetzung:

SiO_2 =	51·705 Percent		
FeO =	2·253 „	= 93·695 Percent	Diopsid
MgO =	17·235 „		
CaO =	22·502 „		
MgO =	0·387 „		
FeO =	1·394 „		
CrO =	0·219 „	= 6·305 „	Picotit
M_2O_3 =	1·490 „		
Fe_2O_3 =	2·324 „		
Cr_2O_3 =	0·491 „		
	100·000		

Die mikroskopische Prüfung des analysirten Materiales ergab jedoch, dass der Chromdiopsid sehr arm an Einschlüssen ist. Von drei ziemlich gleich grossen Dünnschliffen, welche vom Analysenmaterial hergestellt wurden, zeigte nur ein einziger einen grösseren Einschluss, welcher den 29. Theil der gesammten Schlifffläche des Krystalles, d. i. 3·4 Percent, einnahm. Da hingegen die anderen zwei Schliffe frei von Einschlüssen waren, so kann nur ein Drittheil dieser Zahl als Gesammtresultat gelten. Daher kann höchstens ein Percent Verunreinigungen bei der Discussion der Analyse in Rechnung gestellt werden, nicht aber, wie die Formel β verlangt, sechs Percent.

Dieser Einschluss im Chromdiopsid war länglich, an einer Seite zugespitzt und braun gefärbt. Er bestand aus einem unregelmässigen Haufwerk kleiner, schwarzer Körner, neben welchen noch eine braune, nicht deutlich individualisirte Substanz zu erkennen war. Ist der Wirth auf dunkel gestellt, so erscheint der Einschluss schwach hell. Man kann deshalb diesen Einschluss höchstens für einen Grundmagma-Einschluss, nie aber für Picotit halten.

3. Die Hornblende.

Dieselbe ist schwarz, in dünnen Blättchen gelbbraun durchscheinend, ausgezeichnet spaltbar nach den Prismenflächen, zeigt aber sonst keine Spur einer krystallographischen Begrenzung. Der Spaltungswinkel ist nach Schrauf 124° 31′ 28″. Die thermischen Constanten nach den Beobachtungen desselben Autors für $B_{v=20\cdot3^0}$ = 0·000008498, wenn man für A den von Fizeau am Strahlstein gefundenen Werth = 0·000008126 zugrunde legt.

Der Dichroismus ist bei Platten parallel der Prismenfläche kaum bemerkbar, auf jeder anderen Platte jedoch sehr stark. Die Axenfarben sind

für 𝔞 = schwarz
„ 𝔟 = orange Radde 6 p
„ 𝔠 = orange Radde 5 r

Die Auslöschungsschiefe, auf dem seitlichen Pinakoid bestimmt, ist bezogen auf die Kante 110/010 gleich Null.

Die Hornblende als solche ist vollkommen homogen und frei von Einschlüssen jeglicher Art. Das Volumgewicht reiner Stücke ist 3·331, bei den schlackig angeschmolzenen jedoch etwas geringer.

Das Pulver ist graubraun und die chemische Constitution des ausgesuchten, von den Rindentheilen befreiten Materiales auf die bei 100° Cels. getrocknete Substanz bezogen, folgende:

Analyse III.

	Beobachtete Percente	Beobachtete Molecular-Verhältnisse		Angenommene Molecular-Verhältnisse		Berechnete Zusammensetzung	Differenzen Beob.-Rechnung
SiO_2	39·167	653		600		39·117	+ 0·050
Al_2O_3	14·370	140	218	130	200	14·460	— 0·090
Fe_2O_3	12·423	78		70		12·170	— 0·253
FeO	5·856	81	648	77	600	6·024	— 0·168
MnO	1·505	21		19		1·466	+ 0·039
MgO	10·521	263		243		10·562	— 0·041
CaO	11·183	200		184		11·261	— 0·078
K_2O	2·013	21		19		1·941	+ 0·072
Na_2O	2·478	40		39		2·627	— 0·149
H_2O	0·396	22		19		0·372	+ 0·024
	99·912					100·000	

Das Verhältniss von $SiO_2 : \overset{III}{R}_2O_3 + (\overset{II}{R}O + \overset{I}{R}_2O) = 3 : 1 : 2·97$, also nahezu 3 : 1 : 3. Daraus resultirt die Formel:

$$\overset{II}{R}_3 \overset{III}{R}_2 Si_3 O_{12}$$ [1]

oder nach der Rammelsberg'schen Auffassung der Hornblende-constitution:

$$3\,RSiO_3 + (Al\,Fe)_2O_3.$$

Die Summe der Differenzen zwischen Beobachtung und Rechnung ist nur ± 0·531, daher obige Formel der empirischen Constitution vollkommen entsprechend erscheint.

4. Die Feldspathe.

Das aus dem basaltischen Gletscherschutt ausgelesene Untersuchungsmateriale bestand aus erbsengrossen, klaren, durchsichtigen, farblosen bis gelblichweissen Krystallfragmenten, von denen nur wenige eine krystallographische Begrenzung erkennen liessen. Dieselbe entsprach der gewöhnlichen Feldspathform (110, 001, 010, $\bar{2}01$). Die wahren ursprünglichen Krystallflächen der Bruchstücke bedeckte eine mehr oder minder dicke, schwarze, blasige Rinde, welche nur die jün-

[1]) Vergl. Autor: „Die basaltische Hornblende von Jan Mayen nebst Bemerkungen über die Constitution der thonerdehaltenden Amphibole." Neues Jahrbuch für Mineralogie 1884, Bd. II, pag. 143 u. ff.

geren Spalt- und Bruchflächen frei liess. Die genauere Durchmusterung des Materiales vermittelst der Klein'schen Lösung erlaubte eine Trennung orthoklastischer und plagioklastischer Feldspathe.

Die der ersten Gruppe angehörigen echten Sanidine schwammen in einer Lösung, deren Dichte 2·649 war. Die Spaltungen nach der Basis und dem Klinopinakoïd waren gleich vollkommen und bildeten einen Winkel von 90°. Dieselben zeigten keine Zwillingsstreifung, waren farblos und die Auslöschungsschiefe, auf $\infty P \infty$ gemessen, betrug 5° gegen die Kante 001/010. Mittelst einer kleinen Axenplatte wurde die Doppelbrechung als negativ und $\rho > v$ bestimmt. Der äussere Axenwinkel EE', im Schneider'schen Axenwinkelapparat gemessen, betrug, reducirt auf Luft, für Lithiumlicht = 51° 42′
„ Natriumlicht = 51°
„ Thaliumlicht = 50° 18′.

Die Dispersion der Axen war eine horizontale. Die geringen Mengen des vorhandenen Materiales gestatteten keine chemische Analyse.

Die Feldspathe der zweiten Gruppe, welche den weitaus grössten Theil der vorhandenen Fragmente umfasste, besassen ein Volumgewicht von 2·703. Alle zeigten einen deutlichen Stich ins Gelbe und ausgesprochene Zwillingsstreifung. Die Spaltung nach 010 war weniger vollkommen als jene nach 001. Der Winkel zwischen beiden betrug 86°. Die Auslöschungsschiefe, auf oP gemessen, bildet mit der Kante $oP/\infty P \infty$ einen Winkel von 10°—11°. Ein Schliff parallel oP zeigte äusserst spärliche, nadelförmige Einschlüsse, welche bei bedeutenderer Vergrösserung bouteillengrün erschienen.

Die chemische Analyse von 0·567 Gramm ergab:

Analyse IV.

	Beobachtete Percente	Beobachtete Molecular-Verhältnisse	Gerechnete Constitution
SiO_2	52·681	8780	52·851
Al_2O_3	29·449	2870	30·079
Fe_2O_3	0·883	55	—
CaO	12·183	2175	12·313
K_2O	0·574	61	0·626
Na_2O	3·877 [1]	625	4·131
H_2O	0·353	—	—
	100·000		100·000

Das Verhältniss von

$$(K_2\, Na_2)\, O : CaO : Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 3·17 : 4·18 : 12·8$$

also nahezu 1 : 3 : 4 : 12, und somit lautet die Formel dieses Labradors:

$$2\,(K\,Na)_2\, Al_2\, Si_6\, O_{16} + 3\, Ca_2\, Al_4\, Si_4\, O_{16}.$$

[1]) Als Verlust.

B. Die Gesteine.

Die Beschreibungen der vorliegenden Gesteinsproben sind derart geordnet, dass die porphyrisch entwickelten Basalte den Anfang machen und daran sich jene schliessen, welche gewissermassen in Bezug auf ihre Ausbildung den Uebergang zu dem dichten, homogenen Basalte des Mont Danielsen bilden. Als Anhang wird das vereinzelte Vorkommen eines trachytischen Gesteines von der Eierinsel angeführt. Als Titel benütze ich jedesmal die von der Expedition den Stücken beigegebene Original-Etiquette, welche zugleich alle geologischen und geographischen Details wiedergibt, welche mir zur Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse zugebote standen.

I. Röthlicher, porphyrischer Basalt von der obersten Moräne des Beerenberges. 5000′ Höhe.

In einem dichten, von zahlreichen kleinen Blasen durchsetzten rothbraunen Grundmagma kommen porphyrisch eingesprengt Olivine und Chromdiopside vor.

Der Olivin tritt meist in unregelmässigen, bohnengrossen Körnern auf, welche oberflächlich braunroth gefärbt sind und dadurch einen fremdartigen, metallähnlichen Glanz erhalten. Im Dünnschliffe zeigt sich, dass dieses rothe Pigment nicht nur die vom Basaltmagma unmittelbar berührten Partien der Olivine färbt, sondern sich auch auf allen Sprüngen, welche das Mineral durchziehen, eingenistet hat. Bei 400facher Vergrösserung kann man deutlich unterscheiden, dass die Elemente des Pigmentes haarförmige Gebilde sind, welche ein wirr verfilztes Gewebe bilden (Fig. 1). Wenn die Schnitte zufällig senkrecht auf die Längsaxe dieser Gebilde orientirt sind, erscheinen ihre winzigen, fast kreisförmigen Durchschnitte. Sonst sind die Olivine farblos, zeigen wahrscheinlich mit Flüssigkeit gefüllte Einschlüsse, welche durch ihre Gestalt an die pfeifenförmigen Einschlüsse des Topases erinnern, ferner rundliche bis elliptische Schlackeneinschlüsse, welche aus einer doppelbrechenden, nicht individualisirten Masse und einzelnen Magnetitkörnern bestehen. Beide Arten sind jedoch nicht häufig und, während die letzteren regellos in der Substanz des Olivins verstreut liegen, sind erstere stets nach Flächen angeordnet.

Fig. 1.



Die Chromdiopside sind blassgelb, häufig regelmässig begrenzt und an den zwei Systemen paralleler Sprünge leicht erkennbar. Diese Pyroxene besitzen nie — und das ist für sie charakteristisch — die bei den Olivinen eben besprochene Röthung. Sie bergen Schlackeneinschlüsse, welche stets mit ihren Längsdimensionen parallel liegen. Häufig zeigen die zufälligen Durchschnitte den Austritt einer optischen

Axe. Deutliche Zwillingsbildung konnte ich nur in einem Falle beobachten. Zwillingsebene war das Orthopinakoid.

Die Beschaffenheit des Grundmagmas ist wegen der Undurchsichtigkeit desselben selbst in den dünnsten Schliffen schwer zu ermitteln. Am Rande der Poren schien es, als ob dasselbe aus einer doppelbrechenden Substanz bestünde, in welcher zahllose rothbraune Schüppchen und Körnchen eingelagert sind.

Durch die Verwitterung wird das Gestein von einer ockergelben Rinde überzogen, aus welcher die Krystalle des Chromdiopsids herausragen. Man erkennt an denselben die gewöhnlichste Krystallgestalt des Augits (100, 010, 110, 111). Der metallische Glanz, welchen die Olivine auf den frischen Bruchflächen des Gesteines zeigen, verschwindet wegen des Einflusses der Atmosphärilien in der Verwitterungskruste ganz.

II. Röthlichgrauer, porphyrischer Basalt von der Umgebung des Skoresby-Kraters, dicht unter dem Gletscher des Beerenberges.

Wie bei der vorigen Varietät, liegen auch hier in einer dichten, kleinblasigen Grundmasse grosse, gelbgrüne Olivine neben dunkelgrünen Chromdiopsiden porphyrisch eingebettet. Untergeordnet kommen auch schwarze Augite vor.

Der Olivin ist nur in Körnerform entwickelt und steht in Bezug auf das relative Mengenverhältniss weit hinter dem Chromdiopsid. Dieser besitzt, nach einem partiell blossgelegten, zollgrossen Krystall zu urtheilen, gut entwickelte Augitform. An der Prismenzone ward der Winkel 100 : 110 vermittelst eines Siegellackabdruckes mit 45° bestimmt. Die schwarzen, im Dünnschliffe hellbraunen Augite sind theils gut krystallisirt, theils ganz unregelmässig contourirt, und verrathen durch die Art ihres Vorkommens, durch das allmälige Uebergehen in die Masse des Grundmagmas und die relative Häufigkeit vollkommen ausgebildeter Grundmagma-Einschlüsse deutlich, dass sie als Ausscheidungen aus dem anfänglich homogenen, flüssigen, augitischen Gesteinsbrei entstanden sind. Dieselben besitzen nicht immer die rissige Beschaffenheit, welche die Chromdiopside auszeichnet, obwohl sie zu diesen in einem gewissen Connex zu stehen scheinen, weil die an und für sich grünlichgelben Chromdiopside häufig von einer schmalen Zone von der Farbe des Augits umgeben sind.

Die Olivine enthalten meist schwarze, rundliche, nur selten braunroth durchscheinende Einschlüsse, von denen radial Sprünge ausgehen.

Die Substanz der Chromdiopside ist meist vollkommen frei von Einschlüssen. Nur einzelne zeigen am Rande kleine Schlackeneinschlüsse, welche wohl in einer Beziehung zu der auflösenden Thätigkeit des Magmas stehen dürften. An einem Individuum beobachtete ich auch Einschlüsse, welche, mit ihren Längsdimensionen parallel angeordnet, die Form von Wirbelkörpern nachahmen und stets einen dunklen, nicht näher bestimmbaren Kern aufweisen. Sie scheinen ebenflächig begrenzt zu sein, da sie schon ohne Nicol kleine Spectren liefern. Ist der Wirth auf dunkel gestellt, so sind dieselben kreisrund und hell. Der diese Art von Einschlüssen beherbergende Krystall stimmt in Bezug auf Farbe

und Habitus ganz gut mit den übrigen Chromdiopsiden überein, nur war er weniger rissig. Denselben Einschlüssen begegnete ich auch in einem zweiten Präparate unter ganz gleichen Verhältnissen.

Die Chromdiopside und Olivine zeigen gelegentlich auf den ihre Substanz durchziehenden Rissen eigenthümliche rothbraune Einlagerungen einer körnigen Substanz. Eine nähere Betrachtung lehrt, dass diese Einlagerungen nur dann statthaben, wenn die in der Grundmasse verstreut vorkommenden unregelmässigen, stecknadelkopfgrossen, schwarzen Häufchen an einem Krystall anliegen. Diese dunklen Flecken entpuppen sich nämlich als ein Haufwerk ebensolcher rothbrauner Körnchen, welche denselben Aspect wie das Grundmagma des Gesteins Nr. 1 gewähren.

Diese dunklen Häufchen sind jedenfalls dem Gesteine fremdartig.

Die Grundmasse an und für sich ist ein feinkörniges Gemenge von Magnetit, Augit und wenigen winzigen Feldspathen ohne deutlich erkennbare Basis.

III. Schwarzgrauer, porphyrischer Basalt vom Vogelsberg.

Ein gleiches Gestein kommt auch bei der Station in der Mary Muss-Bucht vor. Von einer dichten, schwarzgrauen Grundmasse werden erbsengrosse Krystalle oder Krystallfragmente von weingelbem Olivin und dunkelgrünem Chromdiopsid und, wenn auch untergeordnet, von schwarzem Augit umschlossen. Letztere zeigen oft eine von zahlreichen winzigen Einschlüssen herrührende staubartige Trübung der mittleren Partien. Im Allgemeinen gleichen diese Gesteinsgemengtheile bezüglich ihrer Beschaffenheit ganz den sub II beschriebenen.

Das Grundmagma ist feinkörnig und ein Gemenge von Magnetit, Augit und Plagioklas. Hier halten sich Feldspath und Augit schon so ziemlich das Gleichgewicht. Die Feldspathe sowohl an und für sich, als auch im Vereine mit den Augiten bilden häufig rundliche Concretionen, welche auch schon das unbewaffnete Auge als weisse Pünktchen im Grundmagma erkennt. Die Basis ist ein schwach braungefärbtes, apolares Glas. Auch hier treten die schon gelegentlich der Beschreibung des Gesteines Nr. II erwähnten Häufchen einer körnigen, in den dünnsten Partien braunroth durchscheinenden Substanz in geringen Mengen auf.

IV. Schwarzer, dichter Basalt mit makroskopisch ausgeschiedenem Feldspath vom südlichen Absturz des Mont Danielsen.

Der wichtigste Gemengtheil dieses Gesteins ist der Feldspath. Derselbe kommt in zwei scharf gesonderten Typen im Gesteine vor. Die meisten besitzen einen an Grundmagma und Glaseinschlüssen reichen Kern, welchen dann gewöhnlich noch eine dünne Schichte reiner Feldspathsubstanz umlagert. Der einschlussreiche Kern lässt häufig schon Feldspathcontouren erkennen. In einem Dünnschliff wurde ein zufälliger

Schnitt parallel dem Klinopinakoid beobachtet. Die am Mikroskop-Goniometer gemessenen Winkel sind:

$$oP : y = 98^0\ 30'$$
$$oP : \infty\bar{P}\infty = 116^0\ 15'$$
$$y : \infty\bar{P}\infty = 146^0\ —$$

Die Richtung des Extinctionsmaximums war gegen die Kante $\infty\breve{P}\infty / \infty\bar{P}\infty$ um circa 40° geneigt. Diese Feldspathe stehen somit dem Anorthit sehr nahe. Dieselben zeigen auch ausserdem sehr selten Zwillingsstreifung, stets aber eine krystallographische Umgrenzung. Makroskopisch sind diese Feldspathe nur durch den Glanz ihrer Spaltflächen erkennbar, weil dieselben wegen der zahlreichen Einschlüsse mit dem Grundmagma die graue Farbe theilen.

Die Feldspathe der zweiten Gruppe entbehren gewöhnlich der krystallographischen Begrenzung, sind zwillingsgestreift und tragen eine auffallende Armuth an Einschlüssen zur Schau. Die oft erbsengrossen Bruchstücke erinnern in ihrem äusseren Habitus an die oben analysirten Labradore (Analyse IV). An Menge stehen dieselben weit den Feldspathen der ersten Gruppe nach.

Ausserdem kommen noch im Basalte nelkenbraune Augite in kleinen Krystallen, dann unregelmässige Lappen von dichroitischem Glimmer, Magnetit und spärlich auch Olivin und Apatit vor.

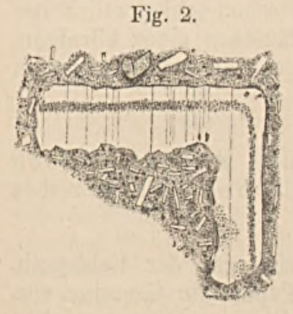
Die Grundmasse besteht aus einer stellenweise schwach doppeltbrechenden Basis, in welcher neben Magnetit noch doppeltbrechende Mikrolithe ohne deutliche krystallographische Begrenzung eingelagert sind.

V. Dichter, schwarzer Basalt in mächtigen, quaderähnlichen Blöcken im südlichen Theile von Jan Mayen.

Das unbewaffnete Auge erkennt in diesem dichten und harten Gesteine fast gar keine Gemengtheile mehr.

Dieser Basalt zeigt im Dünnschliff eine schöne, durch die ungleichmässige Einlagerung des Magnetits hervorgerufene Schlierentextur. Der wichtigste Gemengtheil ist auch hier der Feldspath, wovon man ebenfalls zwei Modificationen unterscheiden kann. Die einen sind etwas grösser und besitzen stets um einen einschlussfreien Kern eine mehr oder weniger breite, einschlussreiche Zone, auf welche dann abermals eine Schichte klaren Feldspathes folgt. Die Zwillingsstreifung des Kernes setzt sich ungestört durch alle Zonen fort. Die Feldspathsubstanz der Randzone scheint jedoch, der beobachteten Auslöschungsschiefe zufolge, chemisch different vom Kernkrystall, und zwar kalkreicher zu sein. Ich beobachtete an dem in Fig. 2 abgebildeten Feldspath von der Zwillingsfissur aus gemessen:

Fig. 2.



im Kernkrystall nach rechts 16°, nach links 10°,
in der Randzone „ „ 26°, „ „ $15^1/_2$°.

Die Differenzen von rechts und links rühren davon her, weil der Schnitt nicht vollkommen senkrecht zur Zwillingsebene orientirt war.

Die zweite Gruppe der Feldspathe bildet kleine Leisten in der Masse des Grundmagmas.

Spärlich tritt nelkenbrauner Augit in grösseren Krystallen und noch seltener Olivin, welcher dann stets krystallisirt ist, hinzu.

Die Grundmasse besteht aus einem farblosen, stellenweise schwach doppeltbrechenden Glase, in welchem krystallisirter Magnetit, leistenförmige Feldspathe und winzige Säulchen eines unbestimmbaren Minerales mit ziemlich starker Doppelbrechung eingelagert sind. Auch hier begegnet man noch den braunen, körnigen Massen, wie sie im Gesteine Nr. II und III beschrieben wurden. Ausserdem wäre noch der unregelmässigen Lappen von dichroitischem Glimmer zu gedenken.

Das Gestein hat ein Volumgewicht von 2·941. Seine chemische Zusammensetzung ist auf Grund einer vom cand. phil. Franz Schorschmidt ausgeführten Analyse folgende:

SiO_2	= 47·851	Percent	Analyse V.
Al_2O_3	= 16·362	"	
Fe_2O_3	= 19·837	"	
MnO	= 0·885	"	
CaO	= 8·460	"	
MgO	= 1·700	"	
Alkalien	= 4·905	"	als Verlust
	100·000		

VI. Schwarzer, dichter Basalt unter dem Mont Danielsen, in Blöcken herumliegend.

Das Gestein ist ein schwarzer, dichter Basalt mit wenig Blasenräumen. Vor dem Löthrohr ist er leicht zu einem schwarzen Glase schmelzbar. Mit freiem Auge war nur ein Fragment eines glasigen Feldspathes als fremder Einschluss erkennbar. Das Gestein wird erst bei der grössten Dünne durchscheinend und erweist sich als ein Gemenge einer apolaren Grundmasse mit kleinen Olivinkrystallen, zwillingsgestreiften Feldspathen und Magnetit, der oft trichitische und dendritische Ausbildung zeigt.

Die chemische Zusammensetzung des Basaltes, welcher ein Volumgewicht von 2·878 besitzt, ist folgende:

SiO_2	= 46·905	Percent	Analyse VI.
TiO_2	= 0·523	"	
Al_2O_3	= 16·608	"	
Fe_2O_3	= 6·604	"	
MnO	= 1·276	"	
FeO	= 7·963	"	
CaO	= 9·165	"	
MgO	= 3·609	"	
Alkalien	= 7·117	"	als Verlust
H_2O	= 0·230	"	
	100·000		

Weil sich fast alle Titansäure, einem speciellen Versuche zufolge, in dem von Salzsäure gelösten Theile des Gesteines vorfand, erweist sich dieses Gestein als ein echter Feldspathbasalt im Sinne Sandberger's.

VII. Rothes Gestein von der Mary Muss-Bucht.

Dieses Gestein ist dem eben besprochenen Basalte Nr. VI in Bezug auf seine makroskopische und mikroskopische Structur sehr ähnlich, nur unterscheidet es sich von jenem durch seine rothbraune Farbe. Der färbende Bestandtheil ist schwer zu ermitteln. Es hat oft den Anschein, als ob derselbe in Form dünner Blättchen in der Grundmasse verstreut vorkäme. Der Magnetit tritt nur vereinzelt in grösseren, rectangulären, schwarzen Körnern auf. Bei stärkerer Vergrösserung zeigt es sich jedoch, dass die ganze Grundmasse voll rectangulärer Körperchen sei, welche aber auf Grund ihrer rothbraunen Farbe nicht als Magnetit angesprochen werden können. Die Feldspathleistchen sind wasserklar, ohne Spur einer Zersetzung.

An jenen Stellen, wo das Pigment etwas zurücktritt, konnte man eine apolare Basis voll kleiner Mikrolithe beobachten. Der Umstand, dass auch dieses Gestein selbst in grösseren Stücken vor dem Löthrohre leicht zu einem schwarzen Glase schmilzt, erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass man es hier mit einem veränderten Gestein, entstanden aus dem Gesteine Nr. VI, zu thun habe. Das Pigment konnte sich nur auf Kosten des Magnetits gebildet haben, in dessen Form dasselbe ja noch auftritt. Am ersten wäre man geneigt, diese Veränderung dem Wasser zuzuschreiben. Hiefür würde sprechen, dass alle Olivine in Folge der beginnenden Serpentinisirung grün erscheinen. Doch ist die Annahme einer Hydratisirung des Gesteines unmöglich, da die Analyse desselben nur einen sehr geringen Percentsatz für Wasser aufweist. Bis 100° Cels. verlor die Substanz nur 0·268 Percent ihres Gewichtes. Die Zusammensetzung des bei 100° getrockneten Materiales ist als Mittel zweier Analysen:

SiO_2	= 45·509	Percent	Analyse VII.
Al_2O_3	= 15·818	„	
Fe_2O_3	= 15·309	„	
MnO	= 1·674	„	
CaO	= 9·264	„	
MgO	= 3·984	„	
K_2O	= 2·989	„	
Na_2O	= 4·975	„	
H_2O	= 0·478	„	
	100·000		

Das Volumgewicht des Gesteines ist 2·836. Dies, wie die Analyse, bestätigen die Behauptung, dass dieses Gestein mit dem Nr. VI ident sei, vollständig.

VIII. Zersetzter Basalt vom Vogelsberg.

Dieses Gestein, welches ganz den Habitus eines zersetzten Tuffes an sich trägt, besteht aus lauter rundlichen, gelblichweissen Partikelchen,

welche oberflächlich von einer rothbraunen Kruste überzogen sind. Unter dem Mikroskop erweist sich der grösste Theil des Gesteines als apolar und nur vereinzelte Fragmente von Feldspath, welche keine Zwillingsstreifung zeigen, liegen in der erdigen Masse eingebettet. Die Hohlräume des Tuffes sind mit einer krystallinischen, doppeltbrechenden Substanz (Zeolithe?) entweder ganz erfüllt oder wenigstens an den Rändern damit überkleidet. Im letzteren Falle wird diese Kruste bedeckt durch die schon oben erwähnte rothbraune Substanz. Die apolare erdige Masse ist voll Feldspathpseudomorphosen.

Die Analyse ergab folgende Werthe:

SiO_2	= 29·423	Percent	Analyse VIII.
Al_2O_3	= 23·722	„	
Fe_2O_3	= 11·882	„	
CaO	= 0·911	„	
MgO	= 0·541	„	
H_2O	= 29·336	„	
CO_2 }	= Spur	„	
Cr_2O_3 }	= Spur	„	
Alkalien	= 4·185	„	als Verlust
	100·000		

Der abnorm hohe Wassergehalt des Gesteines, dessen Volumgewicht 2·384 ist, veranlasste mich, zu untersuchen, wie viel hygroskopisches Wasser das Gestein imbibirt enthält. 0·9035 Gramm der Substanz verloren:

bei 100° Celsius . .	0·025 Gramm	= 2·778	Percent
„ 150° „ . .	0·0095 „	= 1·086	„ auf die bei 100° getrocknete Substanz bezogen
„ 180° „ . .	0·0105 „	= 1·195	„
„ 225° „ . .	0·0135 „	= 1·537	„
„ dunkler Rothgluth	0·1270 „	= 14·456	„
„ heller „	0·2450 „	= 27·886	„
„ Weissgluth . .	0·2580 „	= 29·336	„

Daraus folgt, dass der grösste Theil des Wassers Constitutionswasser ist und dem Aluminiumsilicate zugehören müsse.

IX. Blasiger Basalt ohne specielle Fundortsangabe.

Das Handstück macht den Eindruck, als ob dasselbe ein Fragment einer grossen Basaltbombe wäre. Auf einer Seite begrenzt nämlich das Handstück eine alte Bruchfläche, auf der anderen die ursprüngliche, schlackig-rissige Rinde. Am Handstück kann man deutlich mehrere, durch ihre Ausbildung verschiedene Zonen unterscheiden. Unmittelbar unter der schwarzen Schlackenrinde ist der Basalt in einer höchstens einen Centimeter breiten Schichte schwarz und dicht. Eine blasige, braune Modification von circa drei Centimeter Dicke bildet die mittlere Partie des Handstückes. Die Farbenverschiedenheit ist jedoch darin begründet, dass die Innenwände der Blasenräume von einer braunen, teigartigen Substanz überzogen sind und deshalb die natürliche

schwarze Farbe des Basaltes wegen des übergrossen Reichthumes desselben an diesen Hohlräumen ganz verdeckt wird. Diese Sachlage, sowie die schwache Convexität der mittleren Partie des Handstückes entspricht vollkommen der Annahme, dass vorliegendes Handstück von einer Bombe herrühre.

Fig. 3.



a = Augit.
c = Chromdiopsid.

Das Gestein ist voll Feldspatheinsprenglingen. In einem schwarzen, fast undurchsichtigen Grundmagma liegen die mannigfaltigst geformten Feldspathe neben einander, leistenförmige, zwillingsgestreifte neben tafelförmigen ohne Zwillingsstreifung, einschlussarme neben solchen, deren Kern wegen des Reichthums an Einschlüssen ganz undurchsichtig ist. Auch hier findet man gelegentlich, wie im Gesteine Nr. V, grössere Feldspathe mit zonarer Structur. Die zarte Zwillingsstreifung des wasserklaren Kernes setzt sich ungehindert durch alle Zonen fort.

Auch Chromdiopside sind vorhanden. Dieselben bilden aber stets den unregelmässigen Kern (Fig. 3 *c*) lichtgraubrauner Augite (*a*). Die Spaltungsrisse gehen ungehindert durch Kern und Schale. Doch während der gelbgrüne Chromdiopsid frei von Einschlüssen ist, höchstens auf den Sprüngen vereinzelte Magnetitkörner beherbergt, ist die augitische Hülle reich sowohl an Magnetit, wie auch an Grundmagma-Einschlüssen. Im polarisirten Lichte tritt die Verschiedenheit der Substanz des Kernkrystalles und des ihn umhüllenden Augites in Folge der verschiedenen Polarisationsfarben besonders deutlich hervor.

Die grösste Bedeutung erhält dieses Gestein jedoch erst dadurch, dass es das Muttergestein jener Hornblenden ist, deren Constitution ich oben (Analyse III) mitgetheilt. Diese Hornblende kommt in der Masse des Gesteines eingebacken vor. Dieselbe ist stets von einem grösseren Blasenraum begleitet, und ragt nicht selten zum grössten Theil in den Blasenraum selbst hinein. In diesem Falle ist sie stets von derselben braunen, teigartigen Rinde überzogen, welche auch die Innenwände der Blasenräume bekleidet, und zarte Zäpfchen auf den Porenwänden bezeugen, dass einstens auch feine Fäden von ebendemselben braunen Teige vom umhüllten Krystall zur Umwandung des Blasenraumes gespannt waren. Auf mich machten die hier obwaltenden Verhältnisse denselben Eindruck, als wenn in eine gährende Masse fremde feste Bestandtheile eingestreut wären. Wie diese dann vom Magma umhüllt zum Ausgangspunkte der Blasenbildung werden können, geradeso scheinen sich in dem noch feurigflüssigen Basaltmagma die Blasen mit Vorliebe an die eingebackenen Hornblendekrystalle angehängt zu haben.

Ein zweites Handstück, ebenfalls ohne specielle Fundortsangabe, sicherlich aber von derselben Provenienz wie das eben beschriebene, zeigt ganz dieselben Verhältnisse. Nur erlangt es deshalb ein besonderes Interesse, weil an demselben die primäre Vergesellschaftung der Horn-

blende mit dem Labrador deutlich zu Tage tritt. Hier ragen die Labradore, welche von einer bräunlichschwarzen Rinde überzogen sind, ebenfalls in die grösseren Poren des Basaltes hinein, und zwar zugleich mit Hornblendesäulchen. Letztere zeigen dort, wo sie von der Labradorsubstanz gegen den schmelzenden Einfluss des Basaltmagmas geschützt wurden, ganz deutlich noch die Krystallgestalt. Daraus darf jedoch nicht auf das relativ höhere Alter der Hornblende geschlossen werden, da in anderen Stücken das umgekehrte Verhältniss auftritt. Beide sind offenbar gleichaltrig.

X. Gestein ohne specielle Fundortsangabe.

Dieses Gestein ist ein Lapillituff, denn dasselbe ist erdig, gelbbraun, und enthält Bruchstücke eines schwarzen Basaltes eingeschlossen. Da letzterer ziemlich porös ist und im wesentlichen ganz dieselbe petrographische Beschaffenheit wie das Gestein Nr. IX zeigt, dürften auch diese Bruchstücke Bombenfragmente sein. Im Dünnschliffe sind diese schwarzen Gesteinsbruchstücke scharf von der übrigen gelbbraunen Masse abgegrenzt, und dieser Umstand spricht vornehmlich für die klastische Natur des Gesteins.

Das gelbbraune, lockere Bindemittel enthält in einer erdigen, undurchsichtigen Grundmasse Hornblende, Chromdiopsid, Feldspath, Augit und Olivin eingebettet.

Die Hornblende entspricht in ihrem physikalischen Verhalten ganz den schon früher gemachten Angaben. Dieselbe tritt meist in abgerundeten Bruchstücken auf; nur ein einzigesmal konnte ich einen dreieckigen Querschnitt beobachten, welcher offenbar dadurch entstanden war, dass die Schliffebene die Flächen 001, $\bar{1}11$, $\bar{1}\bar{1}1$ fast senkrecht zur Prismenfläche traf. Dieses Auftreten der Hornblende in deutlichen Krystallformen ohne erkennbare Spuren einer Abschmelzung kann im Gegensatze zu ihrem Vorkommen im Gesteine Nr. IX wieder nur als Beweis für die klastische Natur des gelbbraunen Theiles dieses Gesteines aufgefasst werden.

Die Feldspathe zeigen keine neue, noch nicht besprochene Erscheinung. Wie im Gesteine V und IX, kommen auch hier solche mit Zonenstructur vor, nur mit dem Unterschiede, dass hier die Einschlüsse der Zone — es mag sein in Folge der eingetretenen Zersetzung — die gelbe Farbe des Tuffes angenommen haben. Ausser dieser, auf eine Zersetzung hinweisenden Farbenänderung der einschlussreichen Zone ist keine Spur der Umwandlung an den Feldspathen sichtbar.

Der Chromdiopsid ist selten und besitzt nie eine Krystallgestalt. Während die Augite in den schwarzen Basaltfragmenten oft noch die Spuren eines grünen Kernes erkennen lassen, sind die Chromdiopside des gelbbraunen Bindemittels stets ohne augitische Umrandung.

Wenn der Augit ausserhalb der schwarzen Basaltstücke im Tuffe vorkommt, verrathen die ihm anhängenden Theile des Grundmagmas die ehemalige Zugehörigkeit zu denselben.

Der Olivin spielt nur eine untergeordnete Rolle und bildet kleine, farblose Körner.

Auf Grund dieser Thatsachen kann man die im Tuffe auftretenden Mineralien in zwei Gruppen theilen:

1. in solche, welche im vulkanischen Gesteine selbst gebildet wurden, so Augit und manche Feldspathe, und

2. in solche, welche vom Vulkan bei seiner Eruption α) entweder als lose und dann unveränderte Krystallfragmente ausgeworfen wurden, oder β) von den zugleich mit emporgeschleuderten feurigflüssigen Lavamassen umhüllt, eine theilweise Metamorphosirung erfuhren.

Der zweiten Gruppe von Mineralien sind der Olivin, der Chromdiopsid und die Hornblende zuzuzählen.

Die Möglichkeit, diese Unterscheidung zu treffen, gestatten auch Schlüsse über die Paragenese dieser Mineralien. —

Von den anderen Ausbildungsformen des auf Jan Mayen vorkommenden Basaltes sind noch bimssteinartige, poröse Laven (XI), ein Stück chocoladfarben, das andere schwarz, und ferner tauartig gewundene Lavastränge (XII) zu erwähnen.

XIII. Grünes, trachytisches Gestein von der Eierinsel nächst Jan Mayen.

Das Gestein ist grünlichgrau, dicht und lässt makroskopisch Glimmer und Feldspath erkennen.

Die Grundmasse ist äusserst feinkörnig und enthält in einer apolaren bis schwach doppeltbrechenden Basis ein blaugrünes, nicht dichroitisches, in unregelmässigen Fetzen auftretendes Mineral (Augit?), deutlich krystallisirten Magnetit und zahlreiche kleine Feldspathmikrolithe. Grösser entwickelt kommen theils zwillingsgestreifte, theils nicht verzwillingte Feldspathe, aber ohne krystallographische Umgrenzung vor. Bei den letzteren liegt das Extinctionsmaximum parallel einer Spaltungsrichtung. Da in der Grundmasse eingestreut ähnliche rectanguläre Säulchen sich befinden, welche ganz die gleichen optischen Charaktere besitzen, bestimme ich dieselben als Sanidine. Die ersteren sind Plagioklase; ob aber Oligoklase oder Labradore, ist schwer zu entscheiden. Beide Feldspatharten bilden zusammen im Gesteine kugelige Aggregate.

Quarz ist selten, er ist stets unregelmässig contourirt. Etwas häufiger ist Biotit und Apatit, welch letzterer dünne Säulchen mit pyramidaler Endigung bildet. Er tritt sowohl in den Feldspathen als Einschluss, wie auch vereinzelt im Grundmagma auf. Mit Vorliebe scheint er die Nähe der Feldspathe und des Biotits aufzusuchen. Die Grundmasse durchziehen Adern und Nester einer krystallinischen, doppeltbrechenden Substanz. Schirlitz[1]), welcher ein ganz ähnliches Gestein vom Priesterhofe Fagranes auf Island beschrieb, hält diese auch dort unter gleichen Verhältnissen auftretende Substanz für Tridymit.

---

[1]) Tschermak's Min. Mitth. IV., pag. 423.

Das Volumgewicht des Gesteines ist 2·553 und seine chemische Constitution folgende:

SiO_2	= 65·474	Percent	Analyse IX.
TiO_2	= 0·113	"	
Al_2O_3	= 16·231	"	
Fe_2O_3	= 2·489	"	
FeO	= 0·877	"	
MnO	= 0·423	"	
CaO	= 1·721	"	
MgO	= 0·454	"	
H_2O	= 0·916	"	
Alkalien	= 11·302	"	als Verlust
	100·000		

Diese Analyse verweist das Gestein in die Sippe der Trachyte und ihre vollständige Uebereinstimmung mit den in Zirkel's Petrographie [1]) angeführten Analysen in die Unterabtheilung der Oligoklas-Sanidintrachyte.

Auffallend bleibt immer dies vereinzelte Vorkommen von Trachyt in unmittelbarer Nähe eines ausgesprochen basaltischen Terrains. Die Vulkane der Eierinsel sollen heute noch thätig sein.

C. Discussion der Beobachtungen.

Die mir vorliegende Suite der Gesteine von Jan Mayen umfasst nur Repräsentanten der Basaltfamilie und eröffnet einen nicht uninteressanten Einblick in die genetischen Beziehungen der sie constituirenden Mineralien. Schon im beschreibenden Theil hat der Autor eine Anordnung des Materiales nach genetischen Principien gewählt. So enthalten die Gesteine I, II, III Olivin und Chromdiopsid als porphyrische Gemengtheile; in den darauf folgenden Gesteinen werden diese Mineralien immer seltener, der Chromdiopsid weicht dem Augit und der feldspathige Theil der Gesteine gelangt 'mmer mehr zur Entwicklung, bis im Gesteine Nr. VI nur mehr die Feldspathe allein eine Rolle spielen. Daher sind die Gesteine Nr. I—III und IV—VI zu trennen. Weitere Schlüsse über den Connex der einzelnen Gesteinstypen wage ich wegen der Dürftigkeit der vorliegenden geologischen Daten nicht zu ziehen.

Das Nebeneinandervorkommen des Olivins und Chromdiopsides erinnert an das ganz analoge Vorkommen in den Olivinbomben der Basalte, wenn auch in diesem Falle der innere Zusammenhang der einzelnen Mineralien durch das Basaltmagma aufgehoben wurde und die Grösse der hier auftretenden Gesteinselemente alles bisher Beobachtete übertrifft. Im Nachfolgenden will ich noch einmal Alles kurz zusammenfassen, was für die Paragenese der einzelnen mineralogischen Constituenten der Basalte von Jan Mayen von Bedeutung ist.

[1]) Petrographie, II., pag. 182.

1. Der Olivin. Vor Allem ist der Olivin zu besprechen, weil die Frage, was Basalt sei, sich lediglich um die Auffassung der Bedeutung des Olivins für dieses Gestein dreht. Erst in jüngster Zeit dürften Bleibtreu's Beobachtungen[1]) einiges Licht über letzteren Punkt verbreitet haben. Auch dieser Forscher ist, wie viele andere Forscher, der Ansicht: dass der Olivin aus unbekannten Tiefen, wo derselbe im Vereine mit Chromdiopsid und Picotit ein uns nur durch die Olivinbomben bekanntes Gestein bildet, vom Basalte heraufgerissen, vom Basaltmagma partiell gelöst und erst beim Erstarren des Gesteinsbreies wieder abgeschieden wurde, jetzt aber in Form von Krystallen. Dieser Ansicht kann ich auf Grund meiner Beobachtungen an den Basalten von Jan Mayen und dem Basalte von Ottendorf in Oesterreichisch-Schlesien[2]) vollkommen beipflichten. Dieselbe erklärt vollkommen, warum in vielen Basalten der Olivin überhaupt nur in der Gestalt von abgerundeten Körnern, in anderen, z. B. im Ottendorfer Basalte, fast nur in Krystallen eingeschlossen vorkommt. So lange nämlich das Magma noch Olivin aufzulösen vermag, werden keine Olivinkrystalle darin bestehen können und sich auch keine oder nur wenige Olivine beim Erstarren abscheiden. Hat sich aber das heisse eruptive Magma mit den Lösungsproducten des Olivins angereichert, so wird dann beim langsamen Erkalten der Gesteinsmasse allmälig sich die Olivinsubstanz wieder ausscheiden, entweder selbstständige Krystalle bildend, oder die noch verhandenen Rudimente der nicht ganz aufgelösten Olivine ausheilend[3]). Rücksichtlich der Gesteine von Jan Mayen erklärt diese Theorie, warum in der ersten Gruppe derselben der Olivin fast ausschliesslich sich in Körnerform findet, hingegen in denen der zweiten Gruppe, wenn er überhaupt vorhanden ist, nur krystallisirt[4]).

Bleibtreu selbst gibt zu, dass es schwer sei, unter dem Mikroskope die primären Olivine von den secundären zu unterscheiden, besonders in jenen Fällen, wo es um eine Ausheilung der Substanz der Olivine erster Art durch die Substanz derjenigen zweiter Art sich handelt. Er gibt das Fehlen der Flüssigkeitseinschlüsse für die regenerirten Olivine als charakteristisch an. Einschlüsse, welche denen von liquider

[1]) Zeitschrift d. deutschen geol. Ges. XXXV., pag. 489 u. ff.

[2]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst., 1882, pag. 471 u. ff.

[3]) An dieser Stelle glaube ich die am Freudenthaler und Ottendorfer Basalte gemachten Beobachtungen nicht übergehen zu dürfen, da mir dieselben für die Beziehungen der freien Olivinkrystalle zu den Olivinbomben von Wichtigkeit zu sein scheinen. Der Basalt von Freudenthal in Oesterreichisch-Schlesien, welcher sehr porös ist und in unmittelbarer Nähe des ehemaligen Vulkanes ansteht, enthält weingelbe, selten mehr als 3 Millimeter grosse Krystallfragmente und kleine Olivinbomben eingestreut. Der Ottendorfer Basalt, dessen Eruptionsstelle schwer zu ermitteln ist, birgt wohl grosse und schön entwickelte Olivinkrystalle, jedoch keine Olivinbomben. Für letzteren wurde ein lang andauernder Abkühlungsprocess aus der säulenförmigen Absonderung, welche er erfahren, gefolgert, ein für die oben erwähnten Vorgänge sehr günstiger Umstand. Der Basalt von Freudenthal kann nur kurze Zeit zähflüssig gewesen sein, da derselbe mehr den Charakter eines aus wickenkorngrossen Elementen zusammengesetzten Lapillituffes, als den eines Strombasaltes an sich trägt.

[4]) Die Möglichkeit dieser Processe hat auch Dölter (Neues Jahrbuch f. Min., 1884, pag. 27) durch ein Experiment bestätigt. Er schmolz gepulverten Olivinfels von Sondmöre mit gepulvertem Augitit von Waltsch durch 36 Stunden zusammen. Die erkaltete Schmelze war glasig und enthielt scharf ausgebildete, farblose Kryställchen, welche Dölter selbst als Olivine deutete.

Kohlensäure im Topase sehr ähnlich sind, fand ich überall, und es wären somit alle Olivine, was auch schon die blosse Betrachtung des Gesteines bestätigt, trotz der hie und da auftretenden festen Einschlüsse, primär. Besonders ist es das Gestein Nr. I, dessen Reichthum an Olivin und Chromdiopsid durch keine andere Annahme als die, dass der Basalt selbe schon fertig gebildet aus der Tiefe mit heraufgebracht habe, erklärt werden kann. Die Masse des Grundmagmas ist kaum ein Drittheil der Masse der eingebetteten Olivine und Chromdiopside, daher sich unmöglich letztere aus den ersteren können abgeschieden haben. Würde man trotzdem dies annehmen und eine lange Erstarrungsdauer voraussetzen, so bleibt die fast vollständige Opacität des Grundmagmas und seine nicht individualisirte Beschaffenheit noch eine schwer damit zu vereinende Thatsache.

Lösungserscheinungen gewöhnlicher Art, d. i. hydatogene, treten beim Olivin nicht auf. Die bei der Beschreibung des Gesteines Nr. I erwähnten trichitischen Eindringlinge scheinen indess Anzeichen eines pyrogenen Lösungsactes zu sein. Schon Rosenbusch[1]) erwähnt der oberflächlich gerötheten Olivine und hält wie Schirlitz[2]) diese Erscheinung für eine Folge der hydatogenen Umwandlung. Weit entfernt, die Beobachtungen dieser Forscher in Bezug auf ihre Richtigkeit in Frage zu stellen, will ich im Folgenden nur zeigen, dass diese Annahme für den vorliegenden Fall nicht genügt. Gesetzt, es wäre die Röthung der Olivine im Gesteine Nr. I auf Rechnung der Verwitterung zu setzen, so würde dadurch nicht die eigenthümliche Art, wie die Verwitterungsproducte sich in den Olivin eingelagert haben, verständlich werden. Ueberzieht sich der Olivin in Folge der Zersetzung mit einer Eisenoxydhaut, so wird dies nur oberflächlich oder höchstens noch auf den Sprüngen der Fall sein können. Die Oxydhaut kann jedoch nicht in das Innere des Olivinkornes haarartige Gebilde senden, deren Länge die Dicke um das hundertfache übertrifft, es sei denn, die Canälchen[3]) hätten schon vor der zersetzenden Einwirkung der Atmosphärilien existirt und erst nachträglich dem oxydirenden Wasser zum Wege gedient. Wenn dies richtig ist, so kann deren Entstehung wiederum nur auf einen Lösungsact, u. zw. einen solchen, der vor dem Eingreifen des Wassers stattgehabt, also einen „pyrogenen“ zurückgeführt werden. Fuchs[4]), welcher zuerst über rothe Olivine geschrieben, erbrachte den experimentellen Nachweis, dass die Rothfärbung der Olivine dadurch zustande komme, dass im Magma eine Erhitzung derselben bei Luftzutritt erfolgte, wobei das Eisenoxydulsilicat des Olivins in ein Eisenoxydsilicat verwandelt wird. Diese Hypothese hat deshalb mehr Wahrscheinlichkeit, weil dieselbe auch die bei der Umwandlung durch kaltes Wasser schwer zu vermeidende Serpentinbildung a priori ausschliesst.

2. Der Chromdiopsid. Bezüglich der Chromdiopside kann ich im Allgemeinen die von Bleibtreu und Becker[5]) gemachten Beobachtungen bestätigen. Durch die vorliegende Gesteinssuite wird ganz

---

[1]) Mikr. Physiogr., II., pag. 431.
[2]) l. c. 448.
[3]) Klein, Neues Jahrbuch f. Min., 1884, pag. 243.
[4]) Referat Leonh. Jahrbuch f. Min., 1869, pag. 577.
[5]) Zeitschrift d. deutschen geol. Ges., XXXIII., pag. 47 u. ff.

deutlich die allmälige Umwandlung derselben in Augit demonstrirt. In dieser Beziehung ist der Tuff Nr. X besonders lehrreich. Die braunen Augite der schwarzen Basaltfragmente lassen manchesmal noch ganz gut einen Kern des ursprünglichen Chromdiopsides erkennen, während die Chromdiopside im wackigen Theile keine Umgrenzung durch Augitsubstanz zeigen. Wenn auch die Einwirkung der Hitze in jenen schwarzen Basaltfragmenten noch so kurze Zeit gedauert haben mag, so war dieselbe doch hinreichend, um die „leicht schmelzbaren" Chromdiopside umzuwandeln. Ich versuchte den Chromdiopsid mit dem Pulver des Basaltes Nr. VI vor dem Löthrohre zusammenzuschmelzen und erhielt nach einer 15 Minuten dauernden Erhitzung ein schwarzes Korn, welches im Dünnschliffe den grünen Chromdiopsid von einer schmalen, braunen Rinde überkleidet zeigte.

Im wackigen Theile des Tuffes konnte eine Einwirkung des Basaltmagmas auf den Chromdiopsid nicht stattfinden, weil derselbe ebenso wie der Olivin durch den die Eruption begleitenden Aschenregen in den Tuff gelangt ist.

Es ist daher für den Chromdiopsid folgende Umwandlung anzunehmen: Der Chromdiopsid wird, wie der Olivin vom Basalte, aus unbekannten Tiefen heraufgebracht, vom heissen Basaltmagma angegriffen und aufgelöst. Hat die Einwirkung lange genug gedauert, so verschwinden alle Chromdiopside. Im entgegengesetzten Falle bilden die noch vorhandenen Reste derselben beim Erstarren des Gesteines die Krystallisationscentren für die jetzt sich ausscheidende Augitsubstanz. Dies erklärt sowohl, warum die der Randzone entbehrenden Chromdiopside selten eine krystallographische Begrenzung besitzen, während jedoch die mit einer Randzone versehenen dieselbe stets aufweisen, als auch den Umstand, dass mit dem Schwinden des Chromdiopsides der Augit immer mehr überhandnimmt [1]).

3. Feldspathe. Die in den Basalten von Jan Mayen vorkommenden Feldspathe sind sicherlich in Bezug auf ihr relatives Alter verschieden. Die schmalen leistenförmigen und jene, welche einen an Einschlüssen reichen Kern haben, halte ich für solche, welche sich aus dem Magma ausgeschieden haben. Die porphyrisch auftretenden, sowie jene, welche arm an Einschlüssen und ohne krystallographische Begrenzung sind, dürften accessorische Gemengtheile des Basaltes sein. Für diese Trennung sprechen einerseits die Grössenverhältnisse, welche ohne vermittelnde Zwischenglieder dastehen, andererseits auch die auffallende Association von Labrador und Hornblende. Die mehrfach hervorgehobene Thatsache, dass glasige Labradore von einer an Einschlüssen reichen Zone umhüllt sind, welche abermals durch eine Schichte klarer Feldspathsubstanz vom Grundmagma abgegrenzt ist,

[1]) Bis jetzt wurden Chromdiopside ausserhalb der Olivinbomben im Basalte nie angetroffen. Dies mag seinen Grund in der eben besprochenen Umwandlung derselben in Augit haben. Erst in neuester Zeit beschreibt Sommerlad (Neues Jahrbuch f. Min., 1833. Beilageb. II., pag. 147) in den Hornblendebasalten vom Pferdekopf, Kehlberg, Weiperfeld, Härtlingen Augite mit grünlichem Kerne, welche neben braunen Augiten selten auftreten. Der Autor spricht sich über die Natur dieser grünen Kerne nicht aus. Ich halte dieselben für die Reste nicht ganz eingeschmolzener Chromdiopside.

kann meiner Behauptung nur zur Stütze dienen. Die im Basalte eingebetteten Labradorfragmente wurden, ähnlich wie die Chromdiopside für den Augit, zu Krystallisationscentren für die später sich aus dem Magma abscheidende Feldspathsubstanz. Die an Einschlüssen reiche Zone der porphyrischen Labradore verdankt ihre Inhomogenität offenbar der grossen Schnelligkeit, mit welcher der erste Anschuss erfolgte. Als sich einerseits das Magma der überschüssigen Feldspathsubstanz entledigt hatte, andererseits aber auch die Abkühlung des Basaltes langsamer vor sich ging, bildete sich erst allmälig die klare, dünne Randzone. Da der Kernkrystall immer einen richtenden Einfluss auf die sich neu anlagernden isomorphen Molecüle ausübt, so ist nicht zu verwundern, dass sich die Zwillingsstreifung des Kernkrystalles ungestört bis in die chemisch differenten Randzone fortsetzt. Dass eine chemische Differenz zwischen beiden thatsächlich existirt, wurde schon bei der Besprechung des Gesteines Nr. V ausdrücklich betont. Die dort angeführten Werthe für die Lage der Extinction auf oP bezüglich der Kante $oP/\infty\breve{P}\infty$ beweisen, dass der Feldspath der Randzone und mit ihm alle jüngeren Feldspathe kalkreicher sind als die in der Form von porphyrischen Einsprenglingen im Gesteine vorkommenden Labradore.

4. Die Hornblende. Die Provenienz der accessorischen Labradore vermag nur die Betrachtung ihrer Beziehungen zur Hornblende klarzumachen. Dass Labrador und Hornblende nicht denselben Ursprung haben wie Chromdiopsid und Olivin, beweist ihr gänzliches Fehlen in den Gesteinen Nr. I—III. Ihr Vorkommen in den Tuffen und Bomben deutet darauf hin, dass selbe in den oberen Regionen des Eruptionsschlundes entstanden sein müssen. Ich glaube der Wirklichkeit durch die Annahme am nächsten zu kommen, dass beide Mineralien als Sublimationsproducte sich in den Spalten der vulkanischen Gesteine gebildet haben und beim Beginne der Eruption entweder, durch die ersten Dampfexplosionen als lose Krystalle in die Luft geschleudert, in die Asche fielen, oder von den ersten Lavamassen, umhüllt mit denselben, ausgeworfen wurden. Erstere Annahme erklärt das Vorkommen in den Tuffen (X), letztere das in den Bomben (IX).

Für die Annahme, dass Labrador und Hornblende pneumatolitische Producte seien, spricht ferner die vollkommene Reinheit ihrer Substanz, sowie der Umstand, dass auch die im Gletscherschutt aufgefundenen Labradore stets eine dünne Schlackenrinde zeigen, welche doch nur einem nach der Bildung der Feldspathe erfolgten Anschmelzungsprocesse ihre Entstehung verdanken kann. Labrador und Hornblende sind gleichaltrig, denn oft umschliesst der Labrador wohl ausgebildete Säulchen von Hornblende, aber ebenso häufig finden sich kleine Labradorfragmente in den Interstitien der Hornblendesubstanz vor. Die ungemein leichte Schmelzbarkeit der Hornblende macht sowohl den Verlust ihrer Krystallgestalt verständlich, sie erklärt aber auch das seltene Auftreten der Hornblende in jenen Gesteinen, welche ob ihrer Structur auf eine langandauernde Erhitzung schliessen lassen. Während die Labradore erst in der Weissgluth und da nur schwer schmelzen, schmilzt die Hornblende schon in der Rothgluth. Es war daher dem feurig-

flüssigen Magma leichter möglich, die eingebackene Hornblende der krystallographischen Umgrenzung zu berauben oder dieselbe ganz aufzulösen, als die Labradore mit einer dünnen Schmelzrinde zu bedecken.

Die Annahme, dass hier Labrador und Hornblende pneumatolitischen Ursprunges seien, findet in den von Scacchi und vom Rath an anderen Localitäten gemachten Beobachtungen eine wesentliche Stütze.

Mineralogisches Museum der k. k. Universität Wien,
Juli 1884.

Ueber die Brachiopoden des Unteroolithes von Monte San Giuliano bei Trapani (Sicilien).

Von Dr. Giovanni Di-Stefano.

Mit zwei lithographirten Tafeln (Nr. XIV—XV).

Vorwort.

Die in dieser kleinen Arbeit beschriebenen Fossilien sind Eigenthum des geologisch-mineralogischen Museums der Universität zu Palermo und wurden mir von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor G. G. Gemmellaro, zur Bearbeitung gütigst überlassen, wofür ich mich verpflichtet erachte, ihm hier meinen innigsten Dank auszudrücken. Sie stammen aus den dunkelgrauen, häufig grobeisenoolithischen Kalken der Ortschaft Cappuccini auf dem Monte San Giuliano (Erice) bei Trapani in Sicilien, welche mit leichter Discordanz auf mächtigen Marmorkalkschichten mit *Pygope Aspasia* liegen, während sie von grauen, *Posidonomya alpina* führenden Kalken überlagert werden. Sie enthalten eine reiche oolithische Fauna von Brachiopoden, Pelecypoden, Gasteropoden und besonders Cephalopoden, von welchen *Harpoceras opalinum* die genaue Bestimmung der stratigraphischen Lage dieser Ablagerung ermöglicht. Die ausführliche Beschreibung dieser wichtigen Fauna wird binnen Kurzem vom Professor Gemmellaro und Professor Andrea Di-Blasi, Assistent im geologisch-mineralogischen Museum der Universität zu Palermo, veröffentlicht werden. Ich war indess während meines kurzen, durch ein Stipendium des italienischen Unterrichtsministeriums ermöglichten Aufenthaltes in Wien in der Lage, im paläontologischen Museum der dortigen Universität die Beschreibung der Brachiopoden zu vollenden, wobei ich vom Herrn Professor Dr. M. Neumayr in jeder Beziehung auf die liebenswürdigste Weise unterstützt wurde. Es sei mir hiemit gestattet, ihm meinen herzlichsten und wärmsten Dank dafür auszusprechen.

Paläontologisches Museum der Universität zu Wien,
October 1884.

Beschreibung der Arten.

Rhynchonella Erycina Di-Stef. n. sp.

(Taf. XIV, Fig. 5—12.)

Diese Art ist im Unteroolith von M. S. Giuliano durch viele Exemplare vertreten. Ihre Dimensionen sind verschieden. Im Allgemeinen ist sie ein wenig länger als breit; aber oft überwiegt auch die Breite die Länge, oder werden die Individuen ebenso lang als breit. Die Schale ist asymmetrisch, mehr oder weniger gewölbt und in vielen Fällen stark aufgebläht. Sie erreicht in der Regel die grösste Dicke in der oberen Schalenhälfte. Die durchbohrte Klappe besitzt einen breiten Sinus, der auf der oberen Hälfte der Schale beginnt, in der Stirngegend plötzlich tief wird und sich ein wenig rückwärts gegen die undurchbohrte Klappe fortsetzt. Die erhabenen Seitentheile der Schale sind durch zwei, mehr oder weniger breite Furchen von diesem Sinus getrennt. Die undurchbohrte Klappe, welche meist gewölbter zu sein pflegt als die grosse, ist oft stark aufgebläht oder bucklig unter dem Schnabel. Sie ist mit einem kräftigen, dem Sinus der durchbohrten Klappe entsprechenden Wulst versehen. Der Schnabel ist von Mittelgrösse, spitzig, niedrig, wenig gebogen und an den Seiten abgerundet. Bei verschiedenen Individuen aber zeigt er sich etwas höher, schmäler, und erinnert ein wenig an denjenigen der *Rhynchonella lacunosa Schloth.* Das Foramen ist mittelgross, oval und unten von den zwei dreieckigen Platten des niedrigen, aber ziemlich breiten Deltidiums geschlossen. Die Schlosslinie ist gebogen. Am Schnabel mancher Individuen sind die Zahnplatten deutlich sichtbar.

Die Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel und die auf den Seiten leicht geschwungenen Commissuren werden am Stirnrande stark gebogen und gezackt.

Die Oberfläche der Schale ist mit 10—18 kräftigen, kantigen Rippen versehen, die an den Wirbeln beginnen und die grösste Entwicklung an der Stirn erreichen. Es ist zu bemerken, dass nur ausnahmsweise eine kleine accessorische Rippe auf den Furchen, welche den Sinus von den Seitentheilen der Schale trennen, auftritt und dass zuweilen manche Rippen sich an den Wirbeln spalten. Auf dem Wulste befinden sich 3—4 Rippen und dementsprechend im Sinus 2—3. Die Flügel tragen dann 3—6 Rippen. Die Schalenstructur ist faserig; die Anwachsstreifen sind sehr deutlich und bilden manchmal Absätze.

Eines der wichtigsten Merkmale dieser Art ist die Asymmetrie der Form bei den ausgewachsenen Individuen, welche dadurch verursacht wird, dass der Sinus und der entsprechende Wulst sich an der Stirngegend links oder rechts wenden. Bei den meisten ausgewachsenen Exemplaren ist die Symmetrie der Form fast eine Ausnahme. Oft wird der Sinus kaum sichtbar; allein die Asymmetrie der Form bleibt. Die kleinen Individuen sind gewöhnlich symmetrisch, wenig flach und oft

sogar ziemlich aufgebläht. In Folge der verschiedenen Dimensionen variirt die Gestalt der Schale von der seitlich verbreiterten bis zur birnförmigen Form. Auch die Wölbung ist, wie schon erwähnt wurde, variabel, und es gibt Stücke, besonders von mittlerem Alter, welche abgeplattet sind.

Es liegen mir eine Reihe von Individuen vor, welche durch ihren verhältnissmässig erhabenen Schnabel, ihre ziemlich schlanke Gestalt, die geringe Wölbung der Klappen und vor Allem durch die zahlreichen, wenig kantigen Rippen zu anderen Species zu gehören scheinen. Doch sind sie durch Mittelformen mit den aufgeblähten und mit wenigen Rippen versehenen Exemplaren so eng verbunden, und stimmen auch in den übrigen Merkmalen mit denselben so überein, dass eine specifische Trennung unrichtig wäre.

Wie bekannt, ist es schwer, die Formen aus der Gruppe der *Rh. lacunosa Schloth.* und *Rh. quadriplicata Ziet.* genügend zu trennen. Die Bildung des Schnabels und die verhältnissmässig zahlreichen Rippen bei den extremen Formen unserer Art erinnern an *Rh. lacunosa*; aber diese Species ist im Allgemeinen grösser, zeigt eine weit stärkere Dreitheilung der Schale, hat einen längeren Schnabel, einen breiteren Sinus und meist eine grosse Zahl von Rippen, welche sehr oft gespalten sind. Ferner gibt die allgemeine Asymmetrie der Form ein gutes Unterscheidungsmerkmal. Dieser Charakter unterscheidet sie auch von *Rh. quadriplicata*, deren Schnabel überdies anders gestaltet ist, und welche gewöhnlich zahlreichere Rippen besitzt. Einige Formen sind auch mit *Rh. Gingensis Waag.* des ausseralpinen Doggers nahe verwandt; aber sie unterscheiden sich von dieser durch die geringere Grösse, die meist geringere Zahl von Rippen und besonders durch die Beschaffenheit des Schnabels, welcher ein wenig breiter ist und an der Spitze keine Kanten trägt. Es scheint mir nicht nothwendig, auch über die Beziehungen dieser Art mit Formen aus der Gruppe der *Rh. tetraëdra Sow. sp.* des Lias zu sprechen.

Länge der grössten abgebildeten Exemplare: *a)* 20 Mm., *b)* 20 Mm., *c)* 19 Mm., *d)* 19 Mm.

Breite der grössten abgebildeten Exemplare: *a)* 21 Mm., *b)* 20 Mm., *c)* 16 Mm., *d)* 19 Mm.

Dicke der grössten abgebildeten Exemplare: *a)* 16 Mm., *b)* 14 Mm., *c)* 13 Mm., *d)* 13 Mm.

Rhynchonella Ximenesi Di-Stef. n. sp.

(Taf. XIV, Fig. 1–4.)

Diese schöne und ausgezeichnete Art ist so häufig vertreten, dass die Merkmale in den verschiedenen Entwicklungsstadien und die Veränderungen während des Wachsthums gut beobachtet werden können. Die wenig gewölbte Schale ist dreieckig, breiter als lang, an den Seiten der Schnabelgegend comprimirt und an der Stirn meist vergrössert,

Die durchbohrte Klappe erscheint dreitheilig, indem in der Mitte eine breite, leichte Einsenkung vorhanden ist, welche, auf dem oberen Dritttheile der Schale beginnend, sich bis an die Stirn fortsetzt, wo sie plötzlich ein sehr stumpfes Knie bildet, während die wenig erhabenen Seitentheile durch eine schwach angedeutete Furche von den mittleren getrennt sind. Die undurchbohrte Klappe, welche gleich oder etwas stärker als die grosse gewölbt ist, hat an der Stirngegend eine breite, leichte, der Einsenkung der grossen Klappe entsprechende Erhöhung. Der Schnabel ist klein, niedrig, spitzig und mit deutlichen kurzen Kanten versehen. Das kleine Foramen, nur selten bemerkbar, scheint oval. Das Deltidium ist niedrig, aber verhältnissmässig breit; die Schlosslinie gebogen. Auf jeder Seite der Schnabelgegend ist ein längliches Feld vorhanden, auf welchem die Commissuren leicht vertieft oder flach sind.

Die Schalenoberfläche ist mit 12—18 mittelgrossen, kantigen Rippen versehen, die vom Schnabel radial ausgehen und am Stirnrande die stärkste Entwicklung erreichen. Sie sind meistens einfach und nur selten gespalten. Ausnahmsweise vereinigen sich manche Rippen am Stirnrande. Auf dem Sinus und der Erhöhung der Schale verlaufen 4—7 Rippen; auf den Seiten 3—4.

Die Vereinigung der Klappen erfolgt unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren, an den Seiten der Stirne leicht geschwungen, sind am Stirnrande mehr oder weniger stark gebogen und gezackt. Die Schale hat eine faserige Structur und ist mit kräftigen Anwachsstreifen versehen.

Es ist zu bemerken, dass die Dreitheilung der Schale nur bei manchen Exemplaren deutlich ausgesprochen, bei anderen dagegen sehr schwach und gar nicht bemerkbar ist; doch bleibt die rasche Biegung des Mittelstückes gegen den Stirnrand constant, und deshalb ist stets eine mehr oder weniger deutliche Trennung der Seitentheile erkennbar.

Die Schale ist, wie oben erwähnt, wenig gewölbt, doch ist die Stirngegend bei den meisten Exemplaren etwas aufgebläht. Mehrere Individuen sind abgeplattet, mit starkem Sinus und scharfem Stirnrande versehen. Das Feld auf den Seiten der Schnabelgegend fehlt bei den unvollständig ausgewachsenen Exemplaren fast ganz. Die sehr jungen Individuen sind abgeplattet und zeigen nur Spuren des Stirnsinus.

Diese Art lässt sich von den anderen oolithischen Rhynchonellen genau unterscheiden; sie erinnert dagegen an manche liassische Typen, besonders an *Rh. Fraasi Opp.*, *Rh. Zitteli Gemm.* und *Rh. trigonoides Quenst.*

Länge der abgebildeten Exemplare: *a*) 16 Mm., *b*) 15 Mm., *c*) 13 Mm., *d*) 13 Mm.

Breite der abgebildeten Exemplare: *a*) 18 Mm., *b*) 18 Mm., *c*) 15 Mm., *d*) 15 Mm.

Dicke der abgebildeten Exemplare: *a*) 11 Mm., *b*) 9 Mm., *c*) 5 Mm., *d*) 6 Mm.

Rhynchonella explanata Di-Stef. n. sp.

(Taf. XIV, Fig. 14.)

Es liegt mir eine zierliche und seltene Form vor, welché, trotz des Mangels des Schnabels, unter allen oolithischen Rhynchonellen so scharf charakterisirt ist, dass ich keinen Anstand nehme, sie als neue Art zu beschreiben. Diese Species ist ebenso lang wie breit, wenig gewölbt und an den Seiten der Schnabelgegend comprimirt. Die undurchbohrte Klappe, welche gewölbter ist als die durchbohrte, zeigt ihre grösste Wölbung unter dem Schnabel. Sie trägt einen breiten, undeutlich ausgesprochenen Wulst, welchem auf der durchbohrten Klappe ein breiter, seichter, in der Mitte der Schale beginnender Sinus entspricht. Die seitlichen Theile der Schale sind von dem Sinus wenig erhaben und undeutlich getrennt. Der Schnabel ist leider abgebrochen. Die Schlosslinie zeigt sich kantig. Auf den Seiten der Schnabelgegend ist ein längliches Feld zu bemerken.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel, und die Commissuren, an der Seite leicht geschwungen, sind an der Stirne gebogen und gezackt. Die Schalenstructur ist faserig; die Anwachsstreifen fein, aber deutlich.

Die Oberfläche der Schale trägt 10 breite, niedrige Rippen, welche auf den Wirbeln fast flach sind und nur an der Stirngegend etwas kantig werden. Sie sind durch feine, linienförmige Furchen getrennt, was der Schale ein zierliches Aussehen verleiht und ein wichtiges Merkmal abgibt. Von diesen Rippen befinden sich vier auf dem Wulste, drei auf dem Sinus und drei auf den Seitentheilen. Diese Species ist durch ihre Form und die Art ihrer Verzierung so gut charakterisirt, dass man sie mit anderen Formen nicht verwechseln kann.

Länge	des	abgebildeten	Exemplares:	16	Mm.
Breite	„	„	„	16	„
Dicke	„	„	„	10	„

Rhynchonella Mattiolii Di-Stef. n. sp.

(Taf. XIV, Fig. 13.)

Diese hübsche und seltene Species ist breiter als lang, etwas aufgebläht, an den Seiten der Schnabelgegend comprimirt. Sie besitzt die grösste Dicke in der Mitte der Schale. Die undurchbohrte Klappe, weit gewölbter und ein wenig grösser als die durchbohrte, ist an der Schnabelgegend bauchig und so erhaben, dass ihr Wirbel fast ebenso hoch ist, wie der Schnabel der durchbohrten Klappe. Ferner hat sie einen breiten, ziemlich erhabenen Stirnwulst, welcher auf der oberen Hälfte der Schale beginnt und von den Flügeln durch zwei breite

Furchen getrennt ist. Die durchbohrte Klappe zeigt einen demselben entsprechenden breiten, seichten Sinus und ist weniger, aber regelmässiger gebogen als die undurchbohrte. Der Schnabel ist klein, sehr niedrig, stumpf und an den Seiten abgerundet. Das Foramen ist oval und verhältnissmässig gross; das Deltidium discret und aus zwei niedrigen Platten gebildet. Die Schlosslinie ist gebogen. Auf dem Schnabel sind die Zahnplatten sichtbar.

Die Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel; die Commissuren, an den Seiten des Stirnrandes sehr leicht geschwungen, sind an der Stirn gekrümmt. Die Zuwachsstreifen sind fein, aber sehr deutlich. Die Schalenstructur ist faserig.

Die Oberfläche der Schale ist mit neun kräftigen, kantigen Rippen verziert, von welchen sich auf dem Wulste drei, auf dem Sinus zwei befinden. Die Flügel tragen drei Rippen, welche besonders auf der durchbohrten Klappe sehr breit und fast abgerundet sind.

Diese Art hat manche Analogien mit *Rh. Erycina Di-Stef.*; aber die verschiedene Beschaffenheit der Schnabelgegend ist ein gutes Unterscheidungsmerkmal.

Länge des abgebildeten Exemplares: 18 Mm.
Breite „ „ „ 20 „
Dicke „ „ „ 14 „ .

Rhynchonella Wähneri Di-Stef. n. sp.

(Taf. XIV, Fig. 16; Taf. XV, Fig. 1—7.)

Diese mir in zahlreichen Exemplaren vorliegende kleine Species ist bald breiter als lang, bald ebenso breit wie lang oder länger als breit, ziemlich gewölbt und oft an der Stirngegend etwas aufgebläht. Die Klappen sind bei den ausgewachsenen Exemplaren gleichmässig gebogen und die Schale erreicht in der Mitte die grösste Dicke. Die durchbohrte Klappe besitzt einen breiten, seichten Stirnsinus, welchem eine schwache Erhöhung auf der undurchbohrten Klappe entspricht.

Die Furchen, welche diese Erhöhung von den Seitentheilen der Schale trennen, sind nur selten deutlich. Im Allgemeinen sind Sinus und Erhöhung wenig deutlich und oft fehlen sie gänzlich; aber eine leichte Biegung des Stirnrandes ist stets vorhanden. Der Schnabel ist sehr klein, spitzig, wenig gebogen, an den Seiten abgerundet. Das Foramen ist nicht genau erkennbar. Das Deltidium ist schmal und hoch. Die Schlosslinie ist sehr gebogen. Die Vereinigung der Klappen erfolgt unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren, an den Seiten gerade oder undeutlich geschwungen, sind an der Stirn leicht eingebuchtet. Die feinen, deutlichen Anwachsstreifen bilden manchmal leichte Absätze. Die Schalenstructur ist faserig.

Die Verzierung der Schale lässt die vielen mir vorliegenden Individuen dieser Art in zwei Reihen trennen, und zwar in Formen mit 12—16 feinen, kaum kantigen, gespaltenen Rippen und in andere mit 4—10 kräftigen, scharfkantigen, einfachen Rippen. Diese Falten reichen bei allen Exemplaren bis zu den Wirbeln. Auch die jungen Individuen lassen sich in zwei Reihen eintheilen. Es gibt nämlich abgeplattete und mit vielen Rippen versehene Formen, während andere nur 4—5 kräftige, kantige, einfache besitzen und auch ziemlich gewölbt sind. Deshalb war ich im Zweifel, ob sämmtliche Formen in eine einzige Art zu vereinigen seien; doch stimmen sie im Uebrigen so überein, und gibt es ausserdem so viele Uebergangsformen, die durch die Gestalt und die Zahl der Rippen die extremen Formen verbinden, dass ich glaube, sie mit Recht in einer Art vereinigen zu können.

Diese Species hat manche Analogien mit *Rh. Szainochae Di-Stef.* aus der Zone der *Posidonomya alpina* Siciliens; aber sie unterscheidet sich scharf von letzterer durch die verschiedene Form des Schnabels und durch ihre abweichende Gestalt, wie schon eine oberflächliche Vergleichung beider Abbildungen zeigt.

Länge der grössten abgebildeten Exemplare: *a*) 11 Mm., *b*) 9 Mm., *c*) 9 Mm.

Breite der grössten abgebildeten Exemplare: *a*) 10 Mm., *b*) 9 Mm., *c*) 9 Mm.

Dicke der grössten abgebildeten Exemplare: *a*) 6 Mm., *b*) 6 Mm., *c*) 5 Mm.

Rhynchonella sp. ind.

(Taf. XIV, Fig. 15.)

Schale klein, wenig gewölbt, etwas breiter als lang, von fünfeckigem Umriss. Die Klappen sind gleichmässig gewölbt und die Schale erreicht die grösste Dicke fast auf ihrer Mitte. Die durchbohrte Klappe ist mit einem breiten, tiefen Sinus versehen, welcher auf der oberen Schalenhälfte beginnt und an der Stirngegend schnell tief wird. Diesem Sinus entspricht auf der undurchbohrten Klappe ein starker Wulst, der von den Flügeln der Schale durch breite, tiefe Furchen getrennt ist. Der Schnabel ist ziemlich gross, stumpf, wenig gebogen, an den Seiten abgerundet. Das Foramen ist nicht genau sichtbar. Das Deltidium ist stark entwickelt; die Schlosslinie gebogen.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel; die an den Seiten des Stirnrandes zick-zack verlaufenden Commissuren sind an der Stirn stark gekrümmt und gezackt. Die deutlichen Anwachsstreifen werden an der Stirngegend etwas kräftiger. Die Schalenstructur ist faserig.

Die Oberfläche der Schale ist mit sechs kräftigen, kantigen Rippen versehen, die an den Wirbeln beginnen und ihre grösste Entwicklung an der Stirngegend erreichen. Von diesen Rippen befinden sich zwei

auf dem Wulst und eine auf dem Sinus. Die Flügel tragen zwei derselben. Da mir von dieser Art nur wenige Exemplare vorliegen, so beschränke ich mich darauf, sie zu beschreiben und abzubilden, ohne ihnen einen specifischen Namen zu geben.

Sie hat einige Aehnlichkeit mit *Rh. Erycina Di-Stef.*; aber sie ist von derselben durch die geringere Grösse, die wenig gewölbte Form, die kleinere Zahl von Rippen und durch die im Verhältniss ihrer Dimensionen stark ausgesprochene Dreitheilung der Schale gut zu unterscheiden.

Länge des abgebildeten Exemplares: 11 Mm.
Breite „ „ „ 12 „
Dicke „ „ „ 7 „

Terebratula sphaeroidalis Sow.[1])

(Taf. XV, Fig. 8, 9.)

Terebratula sphaeroidalis, Davidson. Monograph of british oolitic Brachiopoda, Taf. 11, Fig. 9—19, pag. 56. Appendix, Taf. A, Fig. 16.
„ *sphaeroidalis Davidson.* Supplement to the jurassic Brachiopoda, pag. 134.
„ *bullata Davidson.* Idem, pag. 138.
„ *sphaeroidalis Deslongchamps.* Paléontologie française. Brachiopodes jurassiques, Taf. 79—82, pag. 276.
„ *sphaeroidalis Quenstedt.* Petrefactenkunde Deutschlands. Brachiopoden, Taf. 50, Fig. 13—16, pag. 409.
„ *bullata Quenstedt.* Idem, Taf. 50, Fig. 10, 11, pag. 409.
„ *bullata Quenstedt.* Der Jura, Taf. 66, Fig. 1—8, pag. 490.
„ *bullata Quenstedt.* Handbuch der Petrefactenkunde, pag. 563.
„ *bullata Würtembergica Quenstedt.* Petrefactenkunde Deutschlands. Brachiopoden, Taf. 50, Fig. 17—25, pag. 410.
„ *sphaeroidalis Oppel.* Die Juraformation, pag. 429.
„ *Würtembergica Oppel.* Idem, pag. 426.
„ *sphaeroidalis Szainocha.* Die Brachiopodenfauna der Oolithe von Balin bei Krakau, Taf. 1, Fig. 1—3, pag. 5.

Die zwei mir vorliegenden ausgewachsenen Exemplare sind trotz ihres schlechten Erhaltungszustandes mit Sicherheit bestimmbar. Sie sind sehr stark aufgebläht und ihre Klappen erreichen die grösste Dicke in der Mitte der Schale, indem sie regelmässig gewölbt sind. Der Schnabel ist ziemlich gross, niedrig, herabgebogen, an den Seiten abgerundet. Das Foramen ist verhältnissmässig klein und rund. Das

[1]) Bezüglich der ausführlichen Literatur dieser Art verweise ich auf: Deslongchamps, Paléontologie française; Brachiopodes jurassiques, pag. 276.

Deltidium ist in Folge der Biegung des Schnabels ganz unsichtbar. Die Schlosslinie ist gebogen. Doch hat ein Exemplar eine fast vollkommen kugelige Form, gleich hochgewölbte Klappe, und ihr Schnabel ist an die undurchbohrte Klappe angepresst, wie bei den typischen Vertretern dieser bekannten Species. Das andere Exemplar ist hingegen viel länger als breit, die durchbohrte, bucklige Klappe desselben gewölbter als die undurchbohrte und ihr Schnabel höher und nicht an die undurchbohrte Klappe angepresst.

Die Oberfläche ist an beiden Exemplaren mit kräftigen Anwachsstreifen verziert und trägt keine Falten. Die Commissuren liegen seitlich in einer Ebene; an der Stirn aber sind ihre Merkmale in Folge des schlechten Erhaltungszustandes der Oberfläche der Schale nicht genau bemerkbar. Die schmalen und länglichen Eindrücke der Schliessmuskeln sind auf der undurchbohrten Klappe deutlich sichtbar. Die Steinkerne sind fein gekörnelt.

Diese grossen Individuen lassen, wie erwähnt, keinen Zweifel über ihre specifische Zugehörigkeit und sind von den nahe verwandten Formen, wie *Ter. conglobata Deslong.*, *Ter. Eudesi Oppel*, leicht zu unterscheiden. Das verlängerte Individuum, welches in seiner Gestalt an *Ter. decipiens Deslong.* erinnert, zeigt doch das Foramen der typischen Formen der *Ter. sphaeroidalis* und keine Spur einer Einbuchtung der Klappen an der Stirngegend.

Es ist dies das erste Vorkommen dieses ausgezeichneten Leitfossils des Unteroolithes, welches in der Zone mit *Harpoceras opalinum* nachgewiesen wird, während bis nun ihre ältesten Vertreter aus der Zone mit *Stephanoceras Sauzei* bekannt waren. Diese Thatsache zeigt, dass die geologische Verbreitung der *Ter. sphaeroidalis* sehr gross ist, weil sie von der Zone mit *Harp. opalinum* bis zur unteren Fullersearth reicht. Nicht geringer ist ihre topographische Verbreitung, indem sie sich in vielen Orten Europas vorfindet, und zwar in Sicilien auf dem Monte S. Giuliano bei Trapani, in Frankreich besonders zu Bayeux, Sully, Port-en-Bessin, in England im Unteroolith von Burton (Dorsetshire), Dundry (Somersetshire) u. s. w., in Deutschland am Nipf bei Bopfingen und am Stuifenberg, schliesslich in Galizien in der Umgebung von Krakau zu Balin, Regulice, Kobylany, Czatkowice, Radmonavice und Raczun.

	a)	*b)*
Länge der abgebildeten Exemplare:	32 Mm.,	32 Mm.
Breite " " "	30 "	25 "
Dicke " " "	26 "	25 "

Dictyothyris Drepanensis Di-Stef. n. sp.

(Taf. XV, Fig. 10.)

Diese seltene Art besitzt einen fünfeckigen Umriss, ist ein wenig länger als breit und an der Stirn abgestutzt. Die ziemlich gewölbte,

undurchbohrte Klappe zeigt die grösste Wölbung auf der Schlossgegend, von welcher sie gegen den Stirnrand ziemlich rasch abflacht. Sie hat an der Stirngegend eine undeutliche Erhöhung, welche in der Mitte der Schale beginnt und von zwei auf der grössten Wölbung der Schale verlaufenden leichten Furchen begrenzt wird. Die durchbohrte Klappe, stärker und regelmässiger gewölbt als die undurchbohrte, trägt einen breiten Stirnsinus, der bis in die Mitte der Schale reicht, und zwei, den Furchen der undurchbohrten Klappe entsprechende kräftige Falten, die an der Schnabelgegend noch sehr schwach entwickelt sind, während sie in Folge seitlicher breiter Einsenkungen an der Stirngegend kräftig werden. Der gebogene und an die undurchbohrte Klappe fast angepresste Schnabel ist gross, niedrig und mit kurzen, ziemlich ausgeprägten Kanten versehen. Das Foramen ist breit, rund und berührt fast die undurchbohrte Klappe. Das Deltidium ist durch die starke Krümmung der Wirbel nicht sichtbar; die Schlosslinie gebogen.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren sind auf den Seiten und der Stirn stark gebogen. Die Anwachsstreifen sind kräftig und verlaufen wellig. Die Schalenoberfläche ist ausserdem mit feinen Radiallinien verziert, die auch mit blossem Auge erkennbar sind. Die Punctation der Schale ist fein, aber mit einer gewöhnlichen Lupe bemerkbar.

Diese Art hat mit *Dict. Rossi Canav. sp.* aus dem Unteroolithe Ober-Italiens viele Beziehungen gemein, unterscheidet sich aber durch den fünfeckigen Umriss, den niedrigen, die undurchbohrte Klappe fast berührenden Schnabel, die deutlichen Schnabelkanten und durch die unregelmässige Wölbung der undurchbohrten Klappe. Ferner gibt ihr das Vorhandensein der seitlichen Einsenkungen und der deshalb ausgesprochenen Biegung der seitlichen Commissuren ein abweichendes Aussehen. Die *Dict. Bentleyi Morris sp.* hat auch mit *Dict. Drepanensis* manche Aehnlichkeit; doch ist der Schnabel bei jener Form höher und mit breiter falscher Area versehen, die undurchbohrte Klappe regelmässig gewölbt, der Sinus tiefer, schmäler und an der Schnabelgegend beginnend. Der *Dict. Bentleyi* var. *sub-Bentleyi Davids.* gegenüber sind noch weitere Verschiedenheiten vorhanden, wie schon eine oberflächliche Vergleichung beider Abbildungen zeigt.

Länge des abgebildeten Exemplares: 35 Mm.
Breite „ „ „ 33 „
Dicke „ „ „ 20 „

Zeilleria Ippolitae Di-Stef. n. sp.

(Taf. XV, Fig. 12, 13.)

Schale fast rund, glatt, flach, zuweilen an der Stirn leicht abgestutzt. Die durchbohrte Klappe ist kaum stärker gebogen als die undurchbohrte; beide sind regelmässig gewölbt, so dass die Schale die grösste Dicke in ihrer Mitte erreicht. Die undurchbohrte Klappe besitzt

bei den ausgewachsenen Exemplaren an der Stirngegend eine ganz geringe, undeutliche Depression, woraus man schliessen kann, dass der Stirnrand schwach eingebuchtet war. Der Schnabel ist schmal, wenig gebogen, mit ausgesprochenen Kanten und einem kleinen runden Foramen. Das Deltidium ist ziemlich hoch und unten breit; die Schlosslinie kaum gebogen. Das Medianseptum reicht bis zum zweiten Dritttheile der Schale. Die Zahnplatten erscheinen als zwei kurze schwarze Linien.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren, welche bei den ausgewachsenen Exemplaren stumpf sind, bleiben immer auf derselben Ebene.

Die sehr fein punktirte Schalenstructur ist nur bei starker Vergrösserung sichtbar. Die Schalenoberfläche ist mit kräftigen Anwachsstreifen versehen, die gegen den Stirnrand leichte Absätze bilden.

Die Jugendformen sind, wie gewöhnlich, noch weit stärker abgeplattet und zeigen scharfe Commissuren. Im Uebrigen bleiben die Merkmale der Schale constant. Die ausgewachsenen Individuen dieser Art haben einen schlechten Erhaltungszustand; aber sie sind von den anderen oolithischen Zeillerien so gut zu unterscheiden, dass ich mit Recht eine neue Art aufstellen zu dürfen glaube.

Länge der abgebildeten Exemplare:	*a*) 20 Mm.,	*b*) 13 Mm.
Breite " " "	19 "	12 "
Dicke " " "	11 "	6 "

Zeilleria sp. ind.

(Taf. XV, Fig. 11.)

Es liegen mir einige Exemplare einer *Zeilleria* vor, welche sich durch ihre Merkmale von allen ähnlichen unterscheiden; leider fehlt bei allen Individuen der Schnabel, so dass eine genaue Beschreibung der Schale nicht möglich ist. Die Schale ist eiförmig, viel länger als breit, an den Seiten leicht comprimirt, an der Stirn abgestutzt und besitzt die grösste Dicke auf ihrer oberen Hälfte. Die durchbohrte Klappe ist sehr stark gewölbt und übertrifft in dieser Beziehung die undurchbohrte, welche fast flach ist. Die Schale ist an den Seiten des Stirnrandes an beiden Klappen so comprimirt, dass sie Spuren von zwei ganz undeutlichen Kielen zeigt. Der Schnabel fehlt, wie gesagt, bei allen Exemplaren, doch kann man deutlich bemerken, dass er den Wirbel der undurchbohrten Klappe berührte, mit ziemlich deutlichen Kanten versehen und breit war. Der Mangel des Schnabels lässt die Zahnplatten sehr gut bemerken. Die Anwachsstreifen sind kräftig, besonders auf der Stirngegend. Die sehr feine Punctation der Schale ist nur bei starker Vergrösserung sichtbar.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren bleiben fast immer auf derselben Ebene; nur selten verursachen die seitlichen Compressionen der Stirngegend eine undeutliche Biegung der Vereinigungslinie.

Sie zeigt manche Annäherungen zu *Zeill. umbonella Lam. sp.*, aber unterscheidet sich vor Allem durch ihre fast flache, undurchbohrte Klappe und durch den Mangel der deutlichen Einschnürungen an den Seiten des Stirnrandes. Andere Arten, wie *Zeill. lagenalis Schloth. sp.* und *Zeill. subcensoriensis Szain. sp.* lassen sich so gut unterscheiden, dass es überflüssig erscheint, ihre Unterscheidungsmerkmale ausführlich zu erörtern.

Länge der abgebildeten Exemplare:	*a*)	30 Mm.,	*b*)	24 Mm.
Breite „ „ „		21 „		17 „
Dicke „ „ „		16 „		13 „

Aulacothyris Tauschi Di-Stef. n. sp.

(Taf. XV, Fig. 16.)

Diese Art ist länger als breit, an der Stirn abgerundet oder kaum abgestutzt. Die undurchbohrte Klappe, welche sich unter dem Schnabel etwas gewölbt zeigt, ist im Uebrigen flach, am stärksten in der Stirngegend, wo im ausgewachsenen Zustande eine leichte, asymmetrisch liegende Furche zu bemerken ist. Die durchbohrte Klappe ist stark gewölbt, erreicht die grösste Wölbung auf der Mitte der Schale und trägt einen ebenfalls asymmetrisch liegenden, abgerundeten, undeutlichen Kiel, welcher der Furche der undurchbohrten Klappe entspricht. Der Schnabel ist kurz, stark gebogen und mit deutlichen Kanten versehen, die allmälig verschwinden, ohne die Commissuren zu berühren. Das Foramen ist klein und rund. Das Deltidium, in Folge der Biegung des Schnabels kaum sichtbar, ist niedrig, aber ziemlich breit; die Schlosslinie fast gerade. Das Medianseptum reicht bis in den oberen Drittheil der Schale.

Die Vereinigung der Klappen erfolgt unter einem stumpfen Winkel und die Commissuren laufen in derselben Ebene rings um die Schale. Nur ist bei den mit Furche und entsprechendem Kiel versehenen Exemplaren eine schmale undeutliche Biegung des Stirnrandes bemerkbar. Die Anwachsstreifen sind kräftig, besonders an der Stirngegend. Die Schalenstructur ist sehr fein punktirt.

Aulacothyris Tauschi zeigt sich manchmal leicht asymmetrisch in Folge der ungleichen Entwicklung der Seiten. Der Stirnrand, welcher bei den sehr abgeplatteten Individuen ein wenig scharf ist, wird bei anderen, weniger flachen etwas stumpf.

Diese Art hat mit *Aul. Meriani Opp. sp. Aul. carinata Lam. sp.*, *Aul. Haueri Szain. sp.*, *Aul. impressa v. Buch sp.* manche Analogien. Besonders einige Formen der *Aul. Meriani* haben bedeutende Aehnlichkeit mit unserer Species, aber jene Art besitzt eine breitere und höhere Schnabelregion, hat eine dachförmig durchbohrte Klappe und ihre mediane Einsenkung ist lang und deutlich ausgesprochen; ferner ist sie gewöhnlich mehr oder weniger dreieckig, oft breiter als lang, und mit an der Stirn stark gebogenen Commissuren versehen. *Aul.*

carinata unterscheidet sich durch ihre verlängerte, spitzovale oder fünfeckige Form, durch das dachförmige Aussehen ihrer durchbohrten Klappe, wie auch durch den hohen Schnabel und die langen Schnabelkanten. *Aul. Haueri*, die mit *Aul. Tauschi* nahe verwandt ist, hat doch eine dachförmigere Gestalt und höheren, stumpferen, mit kürzeren Kanten versehenen Schnabel. Schliesslich lässt sich *Aul. Tauschi* von *Aul. impressa* durch die abweichende Beschaffenheit der Schnabelgegend und durch die stärker gebogene, mit ausgesprochenem Sinus versehene undurchbohrte Klappe wohl unterscheiden.

Länge des abgebildeten Exemplares:	22 Mm.
Breite „ „ „	19 „
Dicke „ „ „	13 „

Aulacothyris Daedalica Di-Stef. n. sp.

(Taf. XV, Fig. 14, 15.)

Schale oval, länger als breit, an der Stirn abgestutzt. Die kaum gewölbte, undurchbohrte Klappe trägt einen breiten, leichten Stirnsinus, welcher in der Mitte der Schale oder auch schon an der Wirbelgegend beginnt und sich an der Stirn ein wenig auf die durchbohrte Klappe fortsetzt. Die durchbohrte Klappe ist regelmässig und weit stärker gewölbt als die undurchbohrte und erreicht ihre grösste Wölbung in der Mitte der Schale. Der Schnabel ist breit, wenig gebogen und mit kurzen scharfen Kanten versehen, welche eine kleine falsche Area begrenzen. Die Schlosslinie ist fast gerade. Das Schnabelloch, selten in gutem Erhaltungszustande, ist klein und rund. Das Deltidium ist nicht genau erkennbar.

Beide Klappen vereinigen sich unter einem stumpfen Winkel und die an den Seiten des Stirnrandes leicht geschwungenen Commissuren nehmen an der Stirn kräftige Biegung an. Die Schalenoberfläche ist mit deutlichen Anwachsstreifen versehen und trägt ausserdem feine Radiallinien, welche die Anwachsstreifen durchkreuzen und nur bei gutem Erhaltungszustande deutlich sichtbar sind.

Diese Art variirt wenig in ihrer Gestalt; nur ist zu erwähnen, dass der Sinus manchmal in der Mitte der Schale beginnt, und dass in Folge dessen die undurchbohrte Klappe ein wenig gewölbter wird als gewöhnlich, ferner dass der Stirnrand zuweilen abgerundet ist. *Aulacothyris Daedalica* gehört zur Gruppe der *Aul. carinata Lam. sp.*, von welcher sie jedoch durch ihre wenig verlängerte, spitz-eiförmige Form, den kurzen, nur mit schmaler falscher Area versehenen Schnabel, die kiellose, weniger gewölbte durchbohrte Klappe, die fast gerade Schlosslinie und durch den Mangel der Radiallinien unterschieden ist. Die Formen mit kurzem Sinus und fast abgerundetem Stirnrande haben nähere Beziehungen zu *Aul. carinata*, var. *Blackei Morris*; aber bei dieser Varietät ist der Schnabel immer höher und breiter, die Schnabelkanten länger, die Schlosslinie gebogen und verhältnissmässig weniger ver-

längert. *Aul. impressa v. Buch*, welche mit *Aul. Daedalica* manche Analogien hat, ist durch verschiedene Merkmale des Schnabels, durch die höher gewölbte durchbohrte Klappe und durch den Mangel der Radialverzierungen der Schalenoberfläche leicht zu unterscheiden.

Länge der abgebildeten Exemplare:	*a*) 22 Mm.,	*b*) 18 Mm.
Breite „ „ „	19 „	15 „
Dicke „ „ „	13 „	10 „

Ueber die Wärmeverhältnisse in der Osthälfte des Arlberg-Tunnels.

Von J. Wagner,
Oberingenieur und Sectionsleiter der Osthälfte des Arlberg-Tunnels.

Nicht um neue Formeln zu geben, unternehme ich es, in Folgendem die Beobachtungen, welche in der Osthälfte des Arlberg-Tunnels in Beziehung der Gesteins-, Quell- und Luftwärme gemacht wurden, der Oeffentlichkeit zu übergeben, sondern nur in der Absicht, das Gebiet der Erfahrungen zu erweitern, welches uns einst lehren dürfte, in speciellen Fällen die vorhandenen Verhältnisse sicherer von vornherein zu beurtheilen, als es jetzt möglich ist.

Wenn auch der Arlberg-Tunnel mit Rücksicht auf den durchsetzten Gebirgskamm keine zu grossen Contraste aufweist, so ist andererseits die Configuration eine derartige, welche die Einflussnahme der seitlich anlehnenden Gebirgsmassen vielleicht näher präcisirt. Die östliche Hälfte dürfte dann weiters auch aus dem Grunde eines besonderen Studiums werth sein, weil die aufgefahrenen Schichten bis auf zwei Quellen und partiell auftretenden Gebirgsschweiss und Wassertropf trocken zu nennen sind, somit keine besondere Beeinflussung in dieser Richtung vorauszusetzen ist.

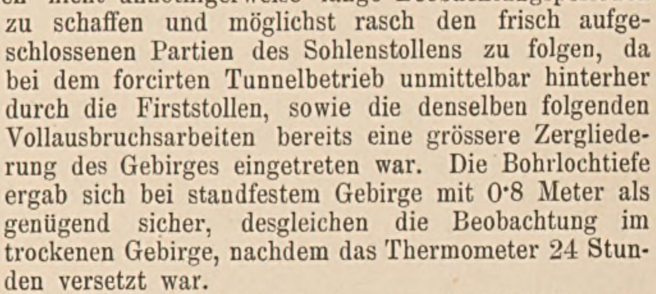
Andererseits will ich jedoch gleich hier hervorheben, dass die aufgefahrenen Gesteinsschichten im Ganzen, besonders jedoch von 2800 Stollenmeter an, sehr stark eisenkiesführend sind, sowie dass sie, vom genannten Stollenmeter an, sich in einem höheren Grade der Umwandlung befinden und ausser der mächtigen Trennungsspalte, welche zu Tage durch das Arlbachthal bei St. Christoph ausgeprägt ist, noch viele deren untergeordnete besitzen, die von zerdrückten, stark umgesetzten Fragmenten dieser dunklen Glimmerschiefer und Phyllite und ihrer Zersetzungsproducte erfüllt sind, welche durch weitere Bewegungen und deren Druckäusserungen eine den letzteren entsprechende selbstständige Lagerung erhalten haben.

Inwieweit diese Fragmente den geschilderten Verhältnissen ausgesetzt waren, geht aus den an denselben beobachteten Schliffen und Gleitflächen hervor, sowie aus dem Umstande, dass nur der Quarz in grösseren Knollen sich erhalten konnte, im Uebrigen jedoch auch zumeist nur mehr vollständig zerkleinert in Pulverform aus diesem Gemenge auszuscheiden kommt.

Nach dieser allgemeinen Charakteristik der Gebirgsverhältnisse, welche für den vorliegenden Zweck ausreichen dürfte, erlaube ich mir, noch den Vorgang bei den Messungen selbst einer kurzen Beschreibung zu unterziehen, damit Jene, welche diese gesammelten Beobachtungen im Weiteren einem Studium unterziehen wollen, den erreichten Grad der Genauigkeit beurtheilen können.

Als ich zu den Beobachtungen im Herbste 1880 schritt, versuchte ich vorerst zu eruiren, welche Bohrlochtiefen für die vorliegenden Verhältnisse eine unbeeinflusste Messung zulassen und wie lange das Thermometer dem Einflusse der Gesteinswärme ausgesetzt sein muss, um dieselbe bei der verwendeten Construction vollkommen angenommen zu haben.

Es war nothwendig, diese Minimalerfordernisse zu kennen, um in einzelnen Fällen nicht unnöthigerweise lange Beobachtungsperioden zu schaffen und möglichst rasch den frisch aufgeschlossenen Partien des Sohlenstollens zu folgen, da bei dem forcirten Tunnelbetrieb unmittelbar hinterher durch die Firststollen, sowie die denselben folgenden Vollausbruchsarbeiten bereits eine grössere Zergliederung des Gebirges eingetreten war. Die Bohrlochtiefe ergab sich bei standfestem Gebirge mit 0·8 Meter als genügend sicher, desgleichen die Beobachtung im trockenen Gebirge, nachdem das Thermometer 24 Stunden versetzt war.



Für die Beobachtungen verwendete ich eine aus beigegebener Skizze ersichtliche Thermometer-Construction, mit welcher ich schon im Sonnstein-Tunnel arbeitete und welche ich sehr praktisch verwendbar fand. Die am Quecksilbergefässe angebrachte abschraubbare Hülse wurde zur Isolirung mit reinem Oel gefüllt und hielt dieselbe bei Beobachtung der nöthigen Vorsicht bis über eine Minute vollkommen den bereits angenommenen Temperaturgrad.

Der Vorgang, den ich bei den Beobachtungen wählte, war folgender:

Das Bohrloch wurde in einer trockenen, möglichst wenig alterirten Gebirgspartie angelegt und, nachdem dasselbe einen Tag vollendet war, das Thermometer an einer Schnur versenkt. Die Partie vom Ende des Thermometers nach aussen wurde mit vorgerichtetem Wergpfropfen fest verstopft und am letzten Pfropfen die Schnur befestigt, sodann das Loch noch mit Schlamm verschmiert, um dasselbe möglichst unkenntlich zu machen.

Bei Beobachtung der Temperatur wurden diese Pfropfen mit einem grösseren Schusszieher wieder entfernt, was möglichst rasch geschah, um sodann die Ablesung nach Entfernung des Thermometers aus dem Bohrloche vorzunehmen, wobei das Thermometer an dem oberen Ende gefasst wurde.

Bei dem ganzen Vorgange musste alle Vorsicht getroffen werden, um sowohl durch die Lampen, sowie eventuell in der Nähe befindlichen Lufthähne etc. keine Beeinflussung der Thermometer hervorzurufen, da nebstdem auch noch die Temperatur der Luft im Stollen abgelesen wurde.

Die Beobachtungen wurden im Sohlenstollen in Entfernungen von 100 zu 100 Meter gemacht und, sobald das Vordringen des Sohlenstollens es gestattete, die Beobachtungsstation nach vorne verlegt.

Ich lasse nun in folgender Tabelle die direct vorgenommenen Gesteinsbeobachtungen folgen.

Tabelle der Gesteinstemperaturen in der Osthälfte des Arlberg-Tunnels.

Distanz vom Portal	Höhe der den Tunnel überlagernden Gebirgsmasse in Meter		Temperatur in Celsius-Graden			Differenz der Höhen in Meter		Temperatur-Differenz von 100 zu 100 Meter			Bemerkung
	1. Radial kürzester Abstand von der Oberfläche	2. Verticaler Abstand im Längenprofil	der Atmosphäre an der Beobachtungsstation	des Gesteines im Sohlstollen	Differenz der Gesteinstemperaturen	1	2	Höhe 2	Gesteinstemperatur	Differenz	
200	60	65	8·0	7·5	—						
300	100	110	9 0	9·1	1·6	40	45	100	8·9		
400	120	135	9·5	9·4	0·3	20	25				
500	135	150	10·6	10·4	1·0	15	15				
600	140	140	10·9	10·7	0·3	5	—10			2·9	
700	145	150	12·1	11·1	0·4	5	10				
800	160	165	14·0	11 5	0·4	15	15				
900	175	180	16·1	12·2	0·7	15	15				
1000	190	200	11·9	11·8	—0·4	15	20	200	11·8		
1100	200	220	12·5	12·4	0·6	10	20			0·7	
1200	220	250	12·8	12·5	0 1	20	30				
1300	235	275	12·7	12·5	0·0	15	25				
1400	230	270	13·5	12·5	0·0	— 5	— 5	300	12·5	0·5	
1500	320	340	13·5	13·0	0·5	90	70				
1600	330	380	14·5	13·1	0·1	10	40	400	13·0		
1700	360	420	16·0	12·95	—0·15	30	40			0·3	
1800	400	455	18·7	14·4	1·45	40	35				
1900	435	500	14·5	13·3	—1·1	35	45	500	13·3		1800 Gebirge brüchig, stark lettig *).
2000	500	535	17·0	14·2	0·9	65	35				
2100	530	570	15·0	13·3	—0·9	30	35			2·4	
2200	540	590	17 0	14·7	1·4	10	20				
2300	560	580	16·5	15·6	0·9	20	—10	600	15·7		2100 Gebirge stark zerklüftet, nebenbei in der Nähe ein Lufthahn der Ventilationsleitung *).
2400	625	655	18·0	15·7	0·1	65	75				
2500	635	675	17·3	15 6	- 0·1	10	20			0·9	
2600	635	680	18·0	15·7	0·1	0	5				
2700	620	655	18·3	16·8	1·1	—15	—25				
2800	600	615	—	—	—	—	—	600	16·6		
2900	535	565	17·0	16·5	—0·3	—85	—90			—0·6	
3000	475	515	18·6	16·55	0·05	—60	—50				2800 Gebirge stark zerklüftet, daher Beobachtung unterlassen.
3100	490	505	17·5	16·0	—0·55	—15	—10				
3200	470	490	16·4	16·0	0·0	—20	—15	500	16·0		
3300	460	480	17·6	15·6	—0·4	10	—10				
3400	460	470	17·4	15·8	0·2	0	—10				
3500	460	465	16·4	15·0	—0·8	0	— 5			—0·9	
3600	460	460	16·8	14·8	—0·2	0	— 5				
3700	465	465	16·6	15·0	0·2	5	5				

*) Beide Beobachtungen wurden als besonders beeinflusst nicht in das Graphikon auf pag. 747 aufgenommen.

Distanz vom Portal	Höhe der den Tunnel überlagernden Gebirgsmasse in Meter		Temperatur in Celsius-Graden			Differenz der Höhen in Meter		Temperatur-Differenz von 100 zu 100 Meter			Bemerkung
	1. Radial kürzester Abstand von der Oberfläche	2. Verticaler Abstand im Längenprofil	der Atmosphäre an der Beobachtungsstation	des Gesteines im Sohlstollen	Differenz der Gesteinstemperaturen	1	2	Höhe 2	Gesteinstemperatur	Differenz	
3800	480	480	17·2	15·0	0·0	15	15	500	15·1	0·9	4400
3900	515	515	17·0	15.4	0·4	35	35				Gebirge stark zer-
4000	550	550	17·2	16·5	1·1	35	35				klüftet, daher Be-
4100	600	600	18·4	16·0	—0·5	50	50	600	16·0	1·1	obachtung unter-
4200	650	650	18·6	16 5	0 5	50	50				lassen.
4300	680	680	19·2	16·5	0·0	30	30				
4400	690	690	—		—	—	—				4800
4500	700	700	19·2	17·1	0·6	20	20	700	17·1	1·3	Gebirge stark zer-
4600	685	685	19·4	17·2	0·1	—15	—15				klüftet, daher Be-
4700	675	675	19 0	17·2	0·0	—10	—10				obachtung unter-
4800	690	690	—	—	—	—	—				lassen.
4900	690	690	20 2	17·9	0·7	15	15				
5000	680	680	20·0	18·3	0·4	—10	—10	700	18·4		5300
5100	715	715	19·6	18·5	0·2	35	35				Gebirge stark zer-
5200	720	720	19·0	17·8	—0 7	5	5				klüftet, daher Be-
5300	715	715	—	—	—	—	—				obachtung unter-
5400	705	705	19·6	17·8	0·0	—15	—15				lassen.

Wie aus obiger Tabelle, sowie aus der graphischen Darstellung auf pag. 747 zu entnehmen ist, sind die beobachteten Temperaturgrade im Ganzen tiefer und erst nachträglich mit den Gebirgsformen zu- und abnehmende, was mit der seitlichen Entwicklung des Verlaufes des durchfahrenen Gebirges in einem gewissen Einklange steht. Vergleichen wir diese Beobachtungen mit anderen, welche uns bis jetzt vorliegen, so haben wir nur wieder um einen Fall mehr, der abweichende Erscheinungen von den früheren aufweist. Man hat schon früh gefunden, dass locale Einflüsse, wie Schichten von geringerer Wärmeleitung oder Zersetzungsprocesse in einzelnen Schichten, Wasserführungen etc. eine bedeutende Beeinflussung der Temperaturbeobachtungen hervorrufen können. Dies allein scheint mir jedoch nicht die Ursache zu sein, weil Beispiele vorhanden sind, in denen die Gesteine die gleiche Wärmeleitung besitzen, ohne dass selbe eine Unterbrechung in ungünstiger Weise voraussetzen und sich somit vergleichen lassen.

Es kann somit die Verschiedenheit in der Beobachtung, bei sonst annähernd gleichen Verhältnissen, auch in der Differenz der Entfernung von dem eigentlichen Wärmeherd liegen, der ja nach den neueren Forschungen ein sehr verschiedener sein kann.

Nur so scheinen mir die arg schwankenden directen Beobachtungen im letzten Falle erklärbar.

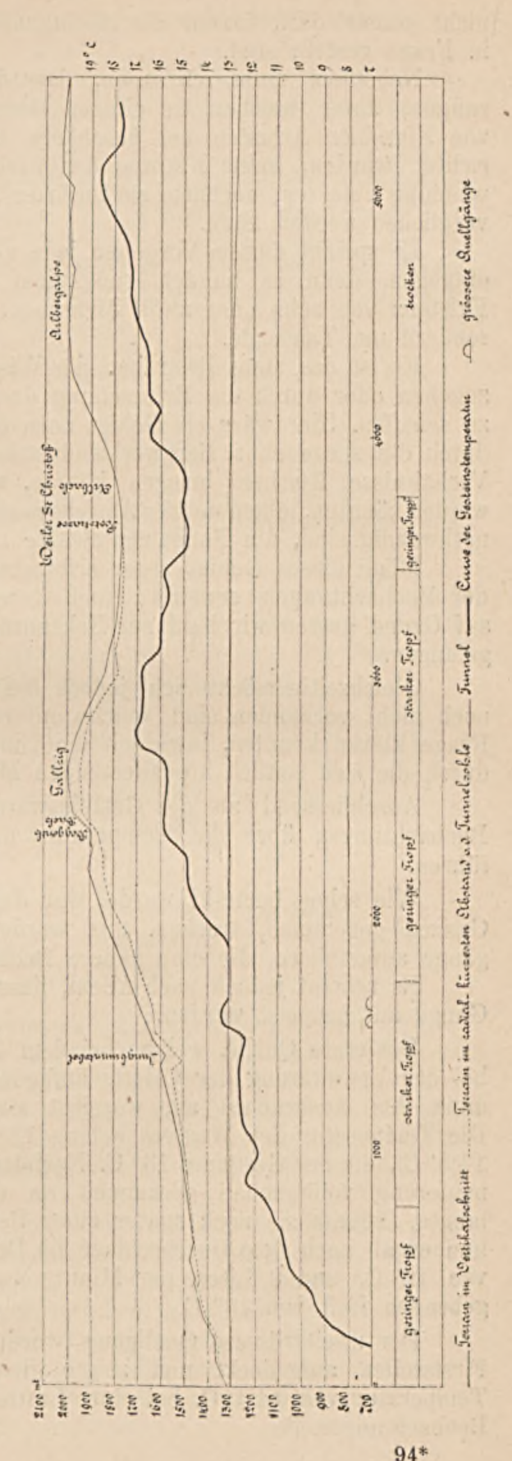
Es müssten somit erst durch die weiteren Beobachtungen jene Hauptzonen begrenzt werden, welche eine und dieselbe Constante aufweisen

und dann kann erst auf einen Rückschluss auf specielle Gebiete unter Berücksichtigung der weiteren localen Vorkommnisse eingegangen und mit der nothwendigen Sicherheit auf die Wärmeverhältnisse im Innern geschlossen werden.

Bei den wenigen Beobachtungen, die uns zu Gebote stehen, ist auf ein weiteres Eingehen in diese Verhältnisse wohl nicht zu denken, doch wäre es sehr wünschenswerth, die Beobachtung der Wärmeverhältnisse des Erdinnern auf grösseren, zusammenhängenden Gebieten kennen zu lernen, um endlich Klarheit in diese Beziehungen zu bringen, umsomehr, als sich direct hochwichtige praktische Fragen daran knüpfen.

Bei dem steten Kampf mit der Concurrenz und dem hiedurch erwirkten Fortschritt im Verkehrswesen, welcher ja den Kreislauf des Lebens eines jeden Staates vermittelt, ist man schon bereits vor einigen Jahren an ein Project gelangt, welches mit Rücksicht auf die Möglichkeit der Ausführung hinsichtlich der zu erschliessenden Erdwärme angezweifelt wurde.

Ich will mich in kein pro und contra etwa einlassen, aber soviel wurde mir hiedurch klar, dass man auf keinem sicheren Boden steht, und dass man das oft gebrauchte Schlagwort: „ist nur begonnen, die Durchführung überlassen wir dem Scharfsinne der Ausführenden, wodurch bereits manch schöner Fortschritt erzielt wurde“, in solchen Fällen wohl



nicht wagen darf, indem die Bedingungen des Lebens des Menschen in Frage gestellt sind.

Nebstdem muss ich sagen, dass die bis jetzt gemachten Erfahrungen, unter welchen in einigen Bergwerken oder Heizräumen etc. von Einzelnen Arbeiten bei besonders hohen Temperaturgraden verrichtet wurden, keine Klärung der Verhältnisse oder irgend eine Anwendung zulassen, nachdem ein forcirter Tunnelbetrieb nicht mit diesen verglichen werden kann.

Es spricht diesem Vorgehen jede richtig gefasste Bauorganisirung entgegen, denn es handelt sich nicht um die Bedingungen für die Existenz von zehn oder zwölf Menschen, die besonders exponirt sind, sondern um Tausende.

Es ist das stete Bestreben der Wissenschaft, vorbereitend voranzugehen oder durch die Erforschung des empirisch Gefundenen Neues zu schaffen. Hier wäre ein Gebiet noch offen, auf welchem, unterstützt durch die ausgedehnte Bergwerksindustrie, welche über die vorliegenden Verhältnisse Klarheit bringen könnte, wichtige Ergebnisse gewonnen werden könnten, indem meiner Ansicht nach nicht zu weitgehende Extreme nothwendig sind, um Fundamentalsätze zu entwickeln.

Möge dieses Gebiet reger erforscht werden, möge sich der Kreis der Beobachtungen erweitern und in ein Centrum zusammenfliessen, auf Grund dessen wir bald zur Erkenntniss der wirklichen Verhältnisse gelangen.

Gleichzeitig möchte ich jedoch die Frage anregen, ob die Mittel noch nicht vorhanden sind, welche auf rein experimentellem Wege die Frage klären könnten, inwieweit ein Einfluss auf eine bestimmte Form durch die sich seitlich anschliessenden Massen besteht?

Anschliessend an die Gesteinswärme, will ich im Folgenden die Beobachtungen über die Temperatur der aufgedeckten Quellen vorführen.

Wie schon bemerkt wurde, war das aufgeschlossene Gebirge, im Ganzen genommen, trocken, und wurden nur zwei grössere Quellengänge aufgefahren, die eine nähere Beobachtung zuliessen.

Es scheint jedoch nach Allem, dass auch diese beiden von einem Gange aus gespeist werden.

Die erste Quelle, welche bei dem 1540 Stollenmeter liegt, wurde bei der Erweiterung der Calotte aufgedeckt und nahm bis zur Vollendung des Ausbruches zu, woselbst sie 20 Liter per Minute ergab. Die Temperatur des Wassers betrug 12° C., die der umgebenden Luft 14·5° C., die des Gesteines 13° C. Nachdem die Quelle durch die Profilmauerung vollkommen gesammelt an einer Stelle zum Austritt gelangte, konnte sie noch später einer Beobachtung unterzogen werden und ergab nach dem Durchschlage im December 1883 eine Temperatur von 12° C. und 9 Liter per Minute bei einer Temperatur der umgebenden Luft von 18° C.

Der zweitgrössere Quellgang wurde bei 1618 Metern durch den Firststollen aufgedeckt und zeigte gleich nach dem Aufschlusse eine Temperatur von 14·4° C. bei einer Lufttemperatur von 17·8° C. an der Beobachtungsstelle.

Der Wasserabfluss betrug bei der Aufschliessung 10 Liter per Minute, die Gesteinstemperatur 13·1° C.

Die weiteren Beobachtungen an dieser Quelle, welche in nachfolgender Tabelle zusammengefasst sind, zeigen eine Abnahme der Wassertemperatur.

Beobachtung am	Wassermenge Liter per Minute	Temperatur Celsius-Grade		
		der Luft	des Gesteines	der Quelle
15. December 1881	10·0	17·8	13·1	14·4
17. „ 1881	10·9	16·0	13·1	12·4
20. „ 1881	12·0	15·5	13·1	12·4
5. Jänner 1882	10·0	15·0	13·1	12·5
15. „ 1882	10·0	15·0	13·1	12·5
4. December 1883	*)	18·0		12·0

*) Die Wassermenge konnte am 4. December 1883 nicht mehr bestimmt werden, nachdem der Austritt der Quelle aus dem Profilmauerwerk zerstreut erfolgte.

Die Zusammensetzung der Wässer, welche in dem Gebiete der krystallinischen Schiefer und Gneisse entspringen, ist im Allgemeinen gegeben durch die chemische Analyse des Wassers der Rosana am Wehr der unteren Rosanawasserleitung. Dieselbe ergab:

Fixer Rückstand . .	0·1020	Gramme in einem Liter.
SiO_2	0·0020	
CaO	0·0320	
MgO	0·0146	
FeO_3, Al_2O_3	0·0011	
Na_2O	0·0063	
SO_3	0·0085	
Cl	0·0009	
CO_2 gebunden . . .	0·0390	

Die beobachteten Temperaturen der Atmosphäre in den einzelnen Arbeitsstellen lassen durch den Umstand, dass sie ausser der Gesteinswärme hauptsächlich von der Stärke der Ventilation wie von der Ansammlung von Arbeitskräften abhängt, einen bestimmten Vergleich mit der Gesteinswärme nicht zu, nachdem auch in dem gegebenen Falle die letztere eine geringe Intensität hatte, somit die Luft nicht vorherrschend beeinflusst.

Um ein Beispiel bezüglich der Einflussnahme der Ventilation vorzuführen, benütze ich den Sohlenstollen. Bei der Bohrung tritt die Luft in ziemlich constanten Mengen aus, bei der Schutterung nach der Sprengung der Minen jedoch sehr verschieden. Zu Beginn der Schutterung werden sehr starke Luftströme ausgelassen, sobald aber die Luft rein ist, nur ein geringer Luftstrom, um die Arbeiter, die im erhöhten Masse angestrengt beschäftigt sind, nicht den üblen Einflüssen der ausströmenden hochgespannten Luft auszusetzen.

Die in voriger Tabelle angegebenen Beobachtungen der Luft beziehen sich nur auf die Zeit der Ablesung des Gesteinsthermometers, es sind somit dieselben keine mittleren.

Die höchsten Lufttemperaturen, die im Sohlenstollen beobachtet wurden, betrugen gegen 4° über der Gesteinswärme des betreffenden Ortes. In den anderen Arbeitsstollen stieg sie wohl noch höher, da die Ventilation daselbst oft eine geringere und die Ansammlung der Arbeitskräfte, wie Lampen, eine grössere war.

So wurde z. B. in dem Firststollenaufbruch bei 2397 Meter ein Maximum von 22·5° C. und ein Minimum von 13·6° C der Lufttemperatur beobachtet; im Aufbruchring bei 2704 Meter ein Maximum von 25·0° C., ein Minimum von 17·5° C.; im Aufbruchring bei 3004 Meter während der Mauerung ein Maximum von 20·5° C., ein Minimum von 17° C.

Die Messungen wurden vorherrschend mit Maximum- und Minimum-Thermometern vorgenommen.

Zum Schlusse erlaube ich mir noch hervorzuheben, dass mich bei den in sehr ausgedehntem Masse vorgenommenen Temperaturmessungen Herr H. Steininger, Ingenieur der k. k. Tunnelbausection, aufs werkthätigste unterstützte.

Erze und Mineralien aus Bosnien.

Von **F. v. Hauer.**

Gelegentlich meiner Anwesenheit in Sarajevo im Herbste dieses Jahres erhielt ich von Herrn Oberbergrath B. Walter für das Museum unserer Anstalt eine schöne Suite von Erzen aus den wichtigsten der von der Gewerkschaft „Bosnia" occupirten und beschürften, theilweise auch schon in Abbau genommenen Lagerstätten, zusammen mit werthvollen Notizen über das Vorkommen derselben.

Eine Mittheilung über diese uns zugekommene Gabe dürfte umsomehr gerechtfertigt erscheinen, als, abgesehen von den der Natur der Sache nach hauptsächlich nur die praktischen Erfolge berücksichtigenden, jährlich erscheinenden „Geschäftsberichten" der gedachten Gewerkschaft [1], nur wenig über die von ihr erzielten Funde in die Oeffentlichkeit gekommen ist.

Die Sammlung umfasst:

1. Antimonerze von Cemernice, NW von Foinica. Dieselben treten auf drei oder vier Gängen im paläozoischen Thonschiefer auf, die nach Stunde 22 bis 23 parallel den Gebirgsschichten streichen, aber diesen entgegengesetzt steil nach N unter 60° fallen. Sie sind dem Streichen nach bereits auf 3—400 Meter verfolgt und bedeutende Partien des Erzes sind aufgeschlossen und zum Abbau vorgerichtet.

Die uns vorliegenden Stücke des Erzes bestehen aus Antimonit in schönen strahligen Krystallaggregaten, die mit Siderit und dunkelbrauner Blende, dann Quarz verwachsen sind. Auch Pyrit ist an einigen Stücken wahrzunehmen. Bezüglich der Vertheilung dieser Mineralien führt der erwähnte Geschäftsbericht an, dass am Hangenden und Liegenden der Gänge je eine Lage von mit Pyrit und Blende durchwachsenem Antimonit vorkommt, welche durch eine Lage von mit Kiesen schwach imprägnirtem Gangquarze getrennt ist.

Bereits wurde eine Hütte zur Darstellung des Antimonmetalles erbaut, und ein schöner, in derselben erzeugter Antimonregulus liegt der Sammlung der Erze bei.

---

[1] Der letzte derselben für 1883 ist in der „Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen" 1884, Nr. 27, abgedruckt.



Die Fahlerze der Umgegend von Foinica und Kresevo, welche, wie namentlich aus den im Jahre 1880 in der k. k. Hof- und Staatsdruckerei veröffentlichten „Erhebungen und Vorstudien über den Metallbergbau in Bosnien“ hervorgeht, erst zu grossen Hoffnungen Veranlassung gegeben hatten, rechtfertigten bei den späteren Untersuchungen diese Hoffnungen nicht. Sie sind, wie umfassende Untersuchungen des Herrn Oberbergrathes A. Patera nachwiesen, grossentheils silber- und quecksilberhältig und treten auf Klüften in Begleitung von Baryt und von aus ihrer Zersetzung hervorgegangenem Malachit und Azurit auf, zeigen aber so wenig Anhalten, dass schliesslich, wie es scheint, alle Schurfarbeiten zu ihrer Aufdeckung eingestellt wurden.

Nebst den bereits genannten Mineralien besitzen wir in unseren älteren Sammlungen ein Stück schönen, ziemlich feinkörnigen Bleiglanz von der „Jasenovicer Grube“ bei Kresevo, dann ein Stückchen Realgar, in einem hellen, seidenglänzenden Schiefer eingeschlossen, mit der Localitätsbezeichnung „Foinica“.

2. Kupfererze von der Grube Sinjakove bei Majdan zwischen Jaice und Varcar Vakuf, SSW von Banjaluka.

Dieselben sind sporadisch in Spatheisensteinlagern ausgebildet, die in paläozoischen Schiefern, nahe an der Hangendgrenze derselben, und zwar in einem Abstande von nur 60—70 Meter von dem überlagernden Werfener Schiefer, auftreten. Man kennt drei derartige parallele Lager, in deren Hangendem die Schiefer mehr quarzig und in deren Liegendem sie mehr graphitisch sind. Nebst den Lagern zeigen sich auch schmale Gänge, darunter einer, dessen Ausfüllung aus Magnetit mit Eisenkies und Siderit besteht.

Die Stücke unserer Sammlung sind: derbe Kupferkiese mit Quarz, — Kupferkiese, eingesprengt in Siderit, — Pyrit in schönen Pentagonal-Dodekaëdern, eingewachsen in einem Ankeritähnlichen Minerale, welches einen etwa 6 Centimeter mächtigen Gang in dunklem Grauwackenschiefer bildet; — Malachit, faserig, zum Theile in schönen traubigen Ueberzügen auf grossluckigem, durch die Zersetzung der Kiese entstandenem Limonit, der hin und wieder mit feinen Schüppchen von Eisenglanz bekleidet ist; — Rothkupfererz, eine derbe Masse an der Oberfläche zu Malachit, hin und wieder mit kleinen Partien von Azurit, umgewandelt; endlich gediegen Kupfer als Ueberzug, wie ein Absatz von Cementkupfer, dabei theilweise in sehr kleinen, aber gut ausgebildeten Krystallen, auf einem dünnen, aus Quarz, Chalkopyrit und Pyrit bestehenden Gangstück.

3. Realgar und Auripigment von Hrnsa, ONO von Kresevo, in schönen, auf Quarz aufsitzenden Krystallen, welche Krenner (Földt. közl. 1884, pag. 107) erschöpfend beschrieben hat. Sie kommen, nach der Mittheilung von B. Walter, eingesprengt in den paläozoischen Schiefern vor.

4. Eisensteine von Vares. Bisher hat die Gewerkschaft „Bosnia“ eine Ausbeutung der bekanntlich so reichen Rotheisensteinlager in der Umgegend von Vares, über welche ich auf die Schilderungen von Tietze (Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina pag. 152) verweise, nicht ins Auge gefasst. Unsere Sammlung enthält zwei Stücke derbe Rotheisensteine, dann einen rothen Glaskopf



mit grobstengeliger Structur von Lepidol bei Vares. Nicht ohne Interesse ist ein als „Hangendschiefer der Rotheisensteine in Potoci" (N von Vares) bezeichnetes Stück: es ist ein grauer, glimmerreicher Schiefer mit Myaciten, wohl *M. Fassaensis*, welches unzweifelhaft den Werfener Schiefern angehört.

Unsere älteren Sammlungen bewahren aus der Gegend von Vares nebst den Eisensteinen: Graphitschiefer mit einem Anflug von Malachit auf Kluftflächen vom Gehänge Smreka; — Malachit und Azurit als Anflug auf glimmerreichem Schiefer, der wohl zum Werfener Schiefer gehört, von Borovica bei Vares „am rechten Thalgehänge oberhalb des Dorfes unmittelbar unter dem Triaskalk", endlich rothbraunen Wad auf Hämatit von Vares selbst.

5. Zinnober von Progoretica. Das Mineral ist eingesprengt in feinen Adern, zum Theil in schönen, aber sehr kleinen Krystallen in einem gelben erdigen, stark brausenden Mergel.

6. Blei und Silbererze von Srebrenica. Ein Zug paralleler Gänge, die nach Stunde 3 streichen, tritt in dem Complex der trachytischen Gesteine auf, setzt aber aus diesem in die paläozoischen Schiefer fort, welche sich, wie es B. Walter bezeichnend ausdrückt, in auf dem Trachyt schwimmenden Massen vorfinden. Auch Tietze hatte dies Verhältniss erkannt und spricht (a. a. O. pag. 167) von vereinzelten Schollen des Schiefers in dem Gebiete der Trachyte. Dieser Hauptgangzug wird durch andere Gänge, die im Paläozoischen liegen und der Hauptfaltung des Gebirges parallel nach Stunde 21—22 streichen, abgeschnitten; er ist durch einen Erbstollen auf dem Kallai-Gang, der 70 Meter unverritzte Tiefe einbringt, aufgeschlossen. Im Trachyt führen die Gänge silberhaltigen Bleiglanz mit 70 Percent Blei und 0·12—0·15 Percent Silber, im paläozoischen Schiefer ist ihre Erzführung eine andere; hier enthalten sie silberhältige Fahlerze, das gleich näher zu besprechende Mineral, welches wir als ein Gemenge von Berthierit und Boulangerit betrachten, und mitunter auch Antimonit. Diese Beobachtung ist von hohem Interesse; wenn sie als vollkommen sichergestellt betrachtet werden darf, liefert sie, gerade bei der Isolirung der paläozoischen Massen im Trachytgebiete, einen beinahe zwingenden Beweis für die Entstehung der Erze durch Lateral-Secretion. Dem ganzen Bergbau ist nach Walter eine günstige Zukunft in Aussicht zu stellen.

Von Srebrenica liegen uns vor: Galenit, derb, mit etwas Cerussit auf Klüftchen und Drusen; — ein Gangstück, bestehend aus Galenit und Pyrit in netzförmigem Geäder in einem thonig-quarzitischen Gestein; — Pyrit, derb, auf einzelnen Drusen in Pentagonal-Dodekaëdern ausgebildet in Quarzschiefer; — ein eckiges Stück des quarzitischen Schiefers von feinen, mit Galenit und Sphalerit ausgefüllten Gängen durchsetzt. Umrindet ist dieses Stück von einer dickeren Lage der gleichen Mineralien, welche wieder an der Oberfläche von aus der Zersetzung von Pyrit hervorgegangenem Limonit überzogen sind. In dieser Erzrinde erkennt man hin und wieder eine Anordnung, welche einigermassen an die Röhrenerze von Raibl (vergl. Pošepny, Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1873, pag. 84) erinnert.

Das interessanteste der Erze von Srebrenica besteht aber aus einem derben grauen, schwach metallisch glänzenden, sehr feinfaserigen oder wie filzigen Minerale, welches uns schon früher zur qualitativen Untersuchung zugesendet worden war. Es wurde darin Blei, Eisen, Antimon, Schwefel und Arsen gefunden, und das Erz demnach als ein Gemenge von Arsenikkies — den man in eingesprengten Krystallen und Körnern erkennen konnte, mit einem Blei-Antimon-Sulfid, etwa Boulangerit, gedeutet. Unter den uns neuerlich zugekommenen Erzen befinden sich nun solche, aus welchen das fragliche Mineral in grösseren Stückchen, frei vom Arsenikkies, gewonnen werden konnte. Das geringe specifische Gewicht desselben — es beträgt 5·32, die Härte etwas weniger als 3 — passt nicht zu dem des Boulangerit oder einer der anderen bekannten Schwefel-Antimon-Blei-Verbindungen. Ich ersuchte daher Herrn C. v. John, eine vollständige Analyse desselben durchzuführen, über deren Ergebniss mir derselbe folgende Notiz übergab:

„Das mir übergebene Erz von Srebrenica ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

(Mittel aus zwei Analysen.)

Schwefel	22·92	Percent
Blei	36·02	„
Eisen	4·62	„
Antimon	37·28	„
	100·84	Percent

Ausserdem sind noch Spuren von Arsen vorhanden. Die Probe auf Silber gab aber ein negatives Resultat.

Aus dieser Analyse berechnet sich das Atomverhältniss der einzelnen Bestandtheile folgendermassen:

S	0·716
Pb	0·174
Fe	0·0825
Sb	0·3055

Nimmt man nun an, dass Blei und Eisen sich gegenseitig ersetzen können, so erhält man 0·2565 für Blei und Eisen und 0·3055 für Antimon, also annähernd das Verhältniss 5 : 6. Der Schwefelgehalt ist gerade ausreichend, um mit Blei und Eisen Monosulfide, mit Antimon ein Sesquisulfid zu bilden. Es ergibt sich dann die Formel:

$$5(Pb\,S) + 3\,(Sb_2\,S_3) = Pb_5\,Sb_6\,S_{14}$$

in welcher beiläufig ein Drittel des Bleies durch Eisen ersetzt ist. Es wäre also das Mineral bei dieser Auffassung als ein Dreifünftel-Schwefelantimonblei zu bezeichnen und in die Gruppe des Plagionits zu stellen.

Berechnet man den Eisengehalt dem Atomgewichtsverhältniss nach auf Blei (4·62 Fe = 17·08 Pb) und addirt denselben zu dem gefundenen Bleigehalt, so würde sich auf 100 berechnet ergeben:

	In der durchgeführten Analyse	Werthe, berechnet aus der Formel $Pb_5\ Sb_6\ S_{14}$
Schwefel . . .	20·23 Percent	20·23 Percent
Blei	46·87 „	46·72 „
Antimon . . .	32·90 „	33·05 „
	100·00 Percent	100·00 Percent

Nimmt man jedoch nicht an, dass Blei und Eisen sich gegenseitig ersetzen, so würde dem Atomverhältniss nach die Formel

$$Fe\,Pb_2\,Sb_4\,S_9 = Fe\,S + 2\,Pb\,S + 2\,(Sb_2\,S_3)$$

naheliegen. Berechnet man die Werthe der einzelnen Bestandtheile auf die Summe 100, so würde diese Formel erfordern:

Blei	33·26
Eisen	4·50
Antimon	39·02
Schwefel	23·12
	100·00

Diese Zusammensetzung würde jedoch zu stark von der gefundenen differiren, als dass man annehmen könnte, dass die Verschiedenheiten in der Durchführung der Analyse liegen.

Man kann jedoch diese Analyse noch anders interpretiren. Nimmt man nämlich an, dass das Eisen in Form von Berthierit vorhanden ist, so würde sich, die Formel $Fe\,Sb_2\,S_4 = Fe\,S + Sb_2\,S_3$ für Berthierit vorausgesetzt, ergeben:

Eisen	4·62 Percent
Schwefel	10·66 „
Antimon	20·26 „
	35·54 Percent Berthierit.

Rechnet man nun das Blei und die restirenden Mengen von Schwefel und Antimon auf 100, so ergibt sich eine Zusammensetzung des Restes von 64·46 Percent, die sehr gut übereinstimmt mit der Formel $Pb_5\,Sb_4\,S_{11} = (Pb\,S)_5 + (Sb_2\,S_3)_2$ des Boulangerits.

	Berechnete Zusammensetzung der restirenden 64·46 % des Minerals nach Abzug des Berthierits	Berechnete Zusammensetzung des Boulangerits nach der Formel $Pb_5\ Sb_4\ S_{11}$
Schwefel	55·15	55·20
Antimon	26·07	26·03
Blei	18·78	18·77
	100·00	100·00

Es würde sich also in diesem Falle das Erz als ein Gemenge von Berthierit (35·54 Percent) und Boulangerit (64·46 Percent) betrachten lassen. Das gefundene specifische Gewicht würde sich dann ebenfalls ganz gut erklären; denn nehmen wir als Durchschnittszahl das specifische Gewicht des Berthierits mit 4·1 und das des Boulangerits mit 5·96, so ergibt sich für das Gemenge 5·298."

Aus dieser Darlegung ergibt sich, dass wir mit gleicher Berechtigung das vorliegende Mineral als eine neue Species aus der Plagionitgruppe, die dann mit einem besonderen Namen bezeichnet werden müsste, oder aber als ein Gemenge von Boulangerit und Berthierit betrachten können.

Wir glauben die letztere Auffassung festhalten zu dürfen, solange nicht durch die etwaige Auffindung von Krystallen die wirkliche Selbstständigkeit unseres Minerales erwiesen ist.

An verwitterten Flächen sind die Stücke unseres Minerales von einer gelben erdigen Rinde umgeben, die aus Antimonocker besteht.

Noch möchte ich hier beifügen, dass in der in Sarajevo erscheinenden „Bosnischen Post" in den Nummern 68—70 des laufenden Jahres eine aus fachmännischer Feder stammende Abhandlung eingehende Nachrichten über die Geschichte des Srebrenicaer Bergbaues und die daselbst gemachten archäologischen Funde bringt. Als Ergebniss der Untersuchungen stellt sich heraus, dass dieser Bergbau „seine Entstehung in den ersten Jahrhunderten unserer Zeitrechnung den Römern verdankt. Er ging jedoch mit der Zerstörung des weströmischen Reiches zugrunde, schlummerte bis gegen den Anfang des 14. Jahrhunderts, um dann wieder aufgenommen und durch weitere zwei Jahrhunderte mit grosser Umsicht und Consequenz von deutschen Bergleuten betrieben zu werden. Dann ruhte er wieder bis zum Jahre 1881." Der erzführende Gangzug ist nach dieser Abhandlung, sowie nach dem vorerwähnten Geschäftsberichte, der eingehendere Mittheilungen über die Gangverhältnisse bringt, dem Streichen nach auf die Länge von 5000 Meter aufgeschlossen und zeigt dabei eine mittlere Breite von 600 Meter. Auch hier wird dem Bergbau eine überaus günstige Prognose gestellt: „Die Untersuchungen durch die Gewerkschaft „Bosnia" haben Ergebnisse geliefert, welche jeden Zweifel an dem grossartigen Erfolge eines zukünftigen Betriebes vollständig ausschliessen; Srebrenica gehört zu den aussichtsvollsten Bergbauen Bosniens; die Erzteufe liegt noch unberührt, und wenn irgendwo, so gilt hier das Wort: „Srebrenica war nicht, sondern es wird sein."

7. Manganerze von Cevljanovic, NO von Vakasza. Dieselben liegen, nach Walter, in Falten von bunten Schiefern, von welchen es zweifelhaft ist, ob sie zu den Werfener Schiefern gehören oder nicht. Unter den Schiefern liegt ein Kalkstein von unbestimmtem Alter und unter diesem das Paläozoische.

Die Hauptmasse der Erze, welche 55—59 Percent Manganmetall, und zwar bis über 66 Percent Mangansuperoxyd enthalten, besteht aus Psilomelan, von welchem derbe, dichte, ganz reine, plattenförmig abgesonderte Stücke mit brauner Verwitterungsrinde unserer Sammlung beiliegen. — Ein analoges Vorkommen scheint jenes von

Gojanovic zu sein. Ein uns von dort vorliegendes Stück ist aber viel weiter nach innen zu verwittert und zu Pyrolusit umgewandelt.

8. Manganerze von Vranjkovce, N von Vares. Dieselben bilden Kluftausfüllungen in Kalksteinen, welche nach B. Walter den Werfener Schiefern eingelagert sind. Riesige Blöcke und Gerölle derselben, die auf secundärer Lagerstätte in rothem Lehm eingebettet gefunden wurden und die einen Metallgehalt von 58 Percent besitzen, führten zur Entdeckung der übrigens wenig ausgedehnten ursprünglichen Lagerstätte. Das Erz, von welchem wir ein grosses, derbes Stück mit kleinen Kryställchen in einzelnen Hohlräumen erhielten, wird an Ort und Stelle als Hausmannit bezeichnet, ist aber, wie die nähere Untersuchung lehrte, Braunit. Nicht nur zeigt es den charakteristischen schwarzen Strich, sondern Baron v. Foullon konnte auch die Spaltbarkeit nach den Flächen der Pyramide erkennen und den Winkel derselben mit 69° 43′ bestimmen. Zwillingsformen, wie sie beim Hausmannit gewöhnlich auftreten, sind hier nicht vorhanden. — Eine Suite anderer Stücke scheint den Gang der Bildung des Erzes ersichtlich zu machen. Das erste derselben, als „Lagerstein" bezeichnet, ist ein breccienartiger, blasser und dunkler roth gefärbter Kalkstein, der den cephalopodenführenden unteren Triaskalken von Han Bulog bei Sarajevo [1]) vielfach ähnlich sieht; ich erwähne dabei, dass auch dieser letztere, wie allerdings häufig auch andere rothe Cephalopodenkalke überhaupt, allerorts die secundäre Bildung von Manganerzen, von welchen namentlich die Cephalopoden häufig überkleidet sind, erkennen lässt. Unser Lagerstein nun ist von sehr feinen, mit Manganerz erfüllten Klüften durchzogen; auf einer Bruchfläche entlang einer derartigen Kluft sieht man sehr schöne Mangan-Dendriten. — Ein zweites Stück zeigt auf etwas mächtigeren Klüften weit dickere Dendriten und krystallinischen Kalkspath, der den dichten, marmorartigen Kalk zu verdrängen scheint. In einem dritten Stück ist dieser Process noch weiter fortgeschritten. Unregelmässige Partien von krystallinischem Kalkspath sind nach allen Richtungen von dem Manganerze durchschwärmt. An einer Seite hängt eine kleine Partie des rothen Kalksteines an, in welchem offenbar das Erz mit dem Kalkspath einen mächtigeren Gang bildet. Ausser den Manganerzen enthält unsere Sammlung von Vranjkovce auch blättrigen Eisenglanz und rothen Jaspis.

9. Chromerze von Dubostica, N von Vares. Dieselben bilden eine 1—4 Meter mächtige, einem Gange ähnelnde Lagerstätte im Serpentin, die nach Stunde 20 streicht und nordwärts fällt. Nach Walter ist dieselbe aber doch nicht als Gang zu betrachten, sondern das Erz entlang einer bestimmten Zone • dem Serpentin eingesprengt.

Die uns zugesendeten Erze sind grosse, derbe Stücke von theils gröber, theils feiner körnigem Chromit, einige mit Rutschflächen. — Ein Stück zeigt auf Kluftflächen Ueberzüge eines grünen Minerales, in welchem Herr v. John Nickel nachweisen konnte und welches demnach wohl sicher Nickelgymnit ist. — Ein anderes Chromerz trägt die Bezeichnung „Tigererz"; es stammt von der Grube Mekidol und

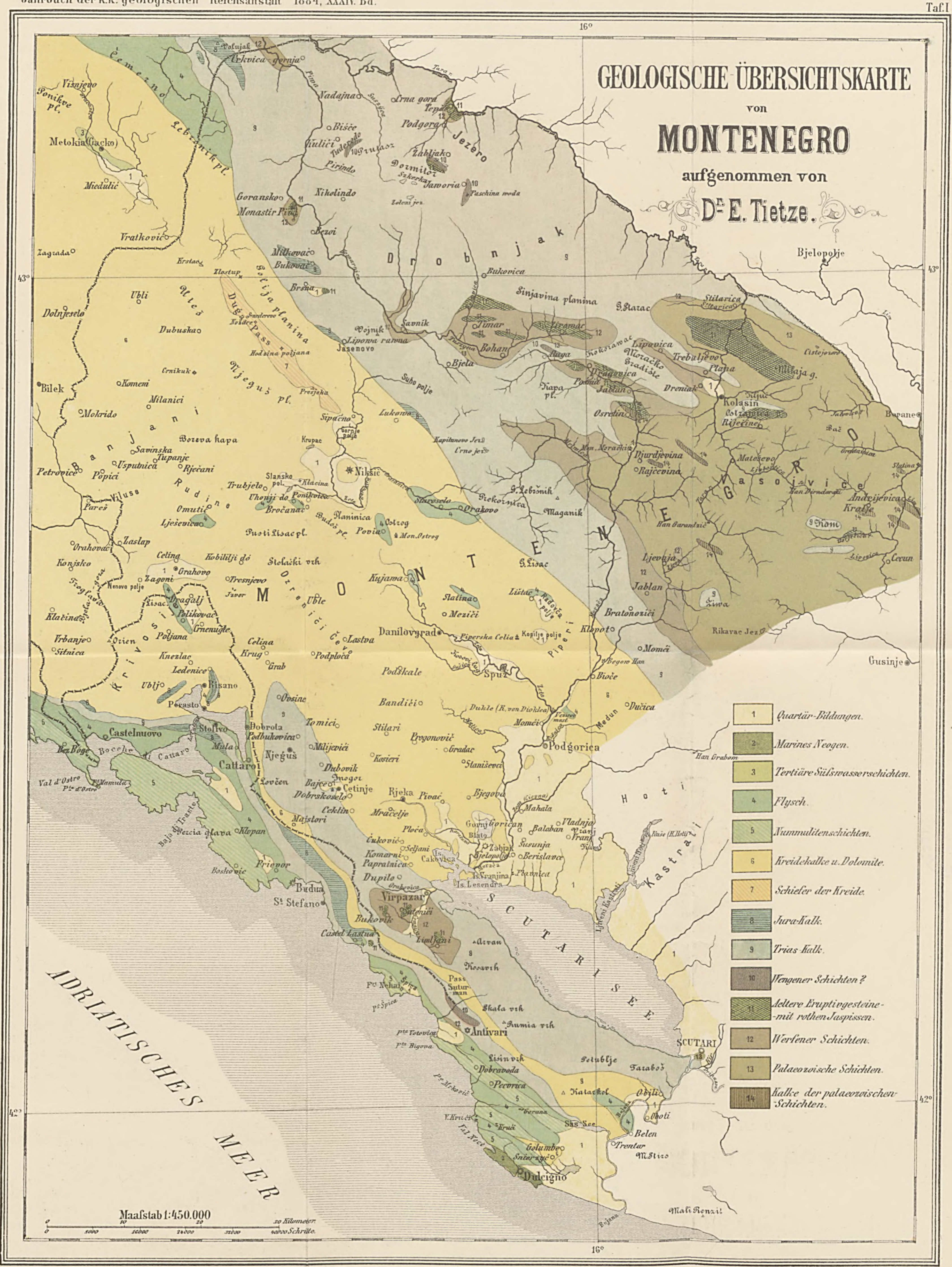
[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1884.

ist durch in die Länge gestreckte, parallel angeordnete Einschlüsse einer weissen erdigen Masse charakterisirt, die aus einem Gemenge von Magnesiumcarbonat mit einer kaolinartigen Substanz besteht. — Ein zweites Stück von Mekidol ist wieder ein Chromit mit feinen grünen, erdigen, offenbar aus der Zersetzung des Minerales hervorgegangenen Anflügen. In denselben konnte kein Nickel nachgewiesen werden; sie unterscheiden sich auch in ihrem Ansehen von dem Nickelgymnit, und dürften wohl als Chromocker zu bezeichnen sein.

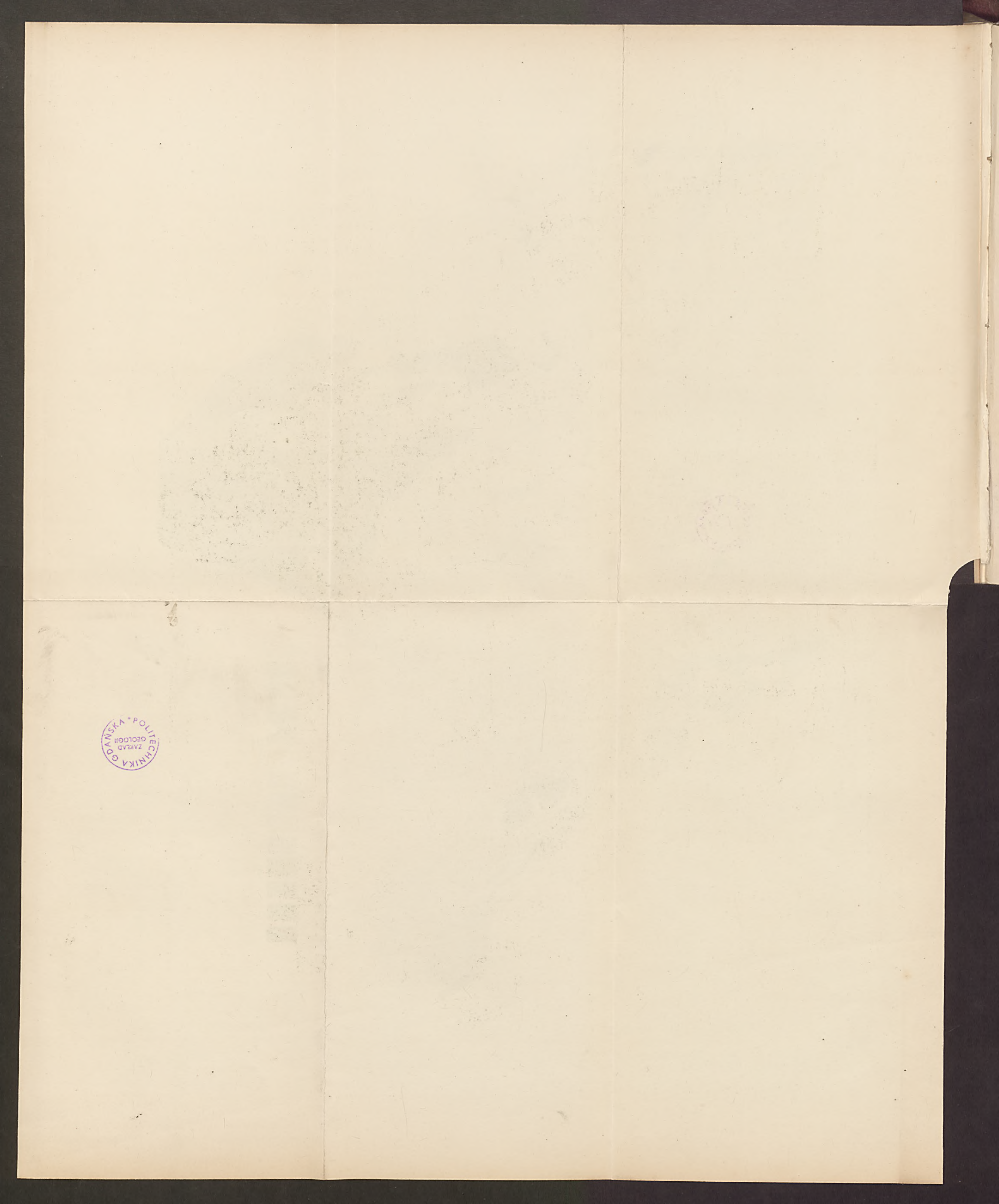
Haben, wie aus dem Vorhergehenden hervorgeht, die bisherigen Schürfungsarbeiten auch nicht ganz und gar die allzu sanguinischen Hoffnungen erfüllt, welche von manchen Seiten auf die Wiederbelebung des Erzbergbaues in Bosnien gesetzt wurden, so haben doch die mit Umsicht und Ausdauer geleiteten Untersuchungen der Gewerkschaft „Bosnia“ gewiss bereits eine solide Grundlage für einen nachhaltigen und sichere Erträgnisse in Aussicht stellenden Betrieb geschaffen, der, wie wir zuversichtlich hoffen und erwarten, nach und nach zu immer höherer Blüthe gelangen wird.

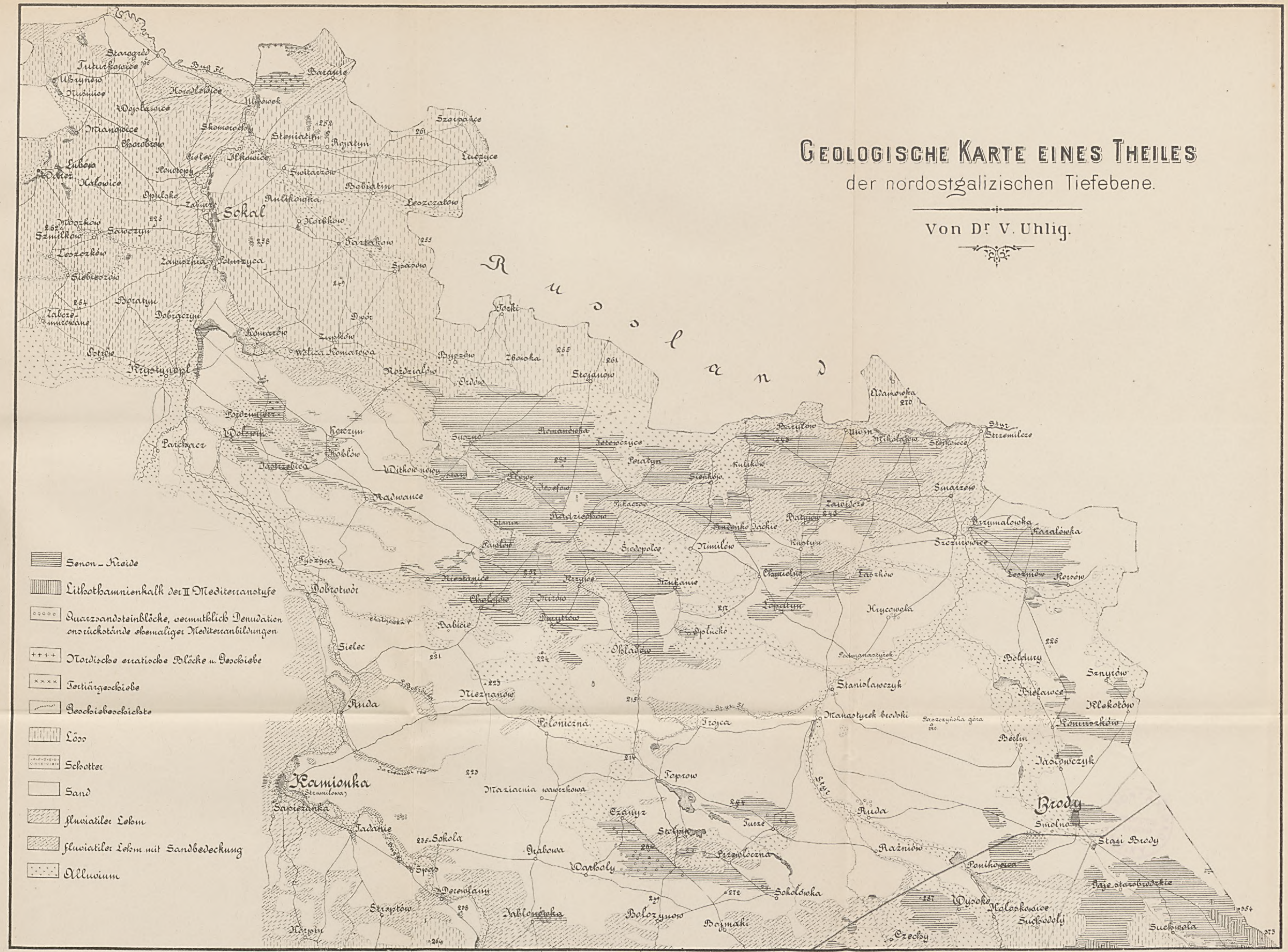


Druck von J. C. Fischer & Co.



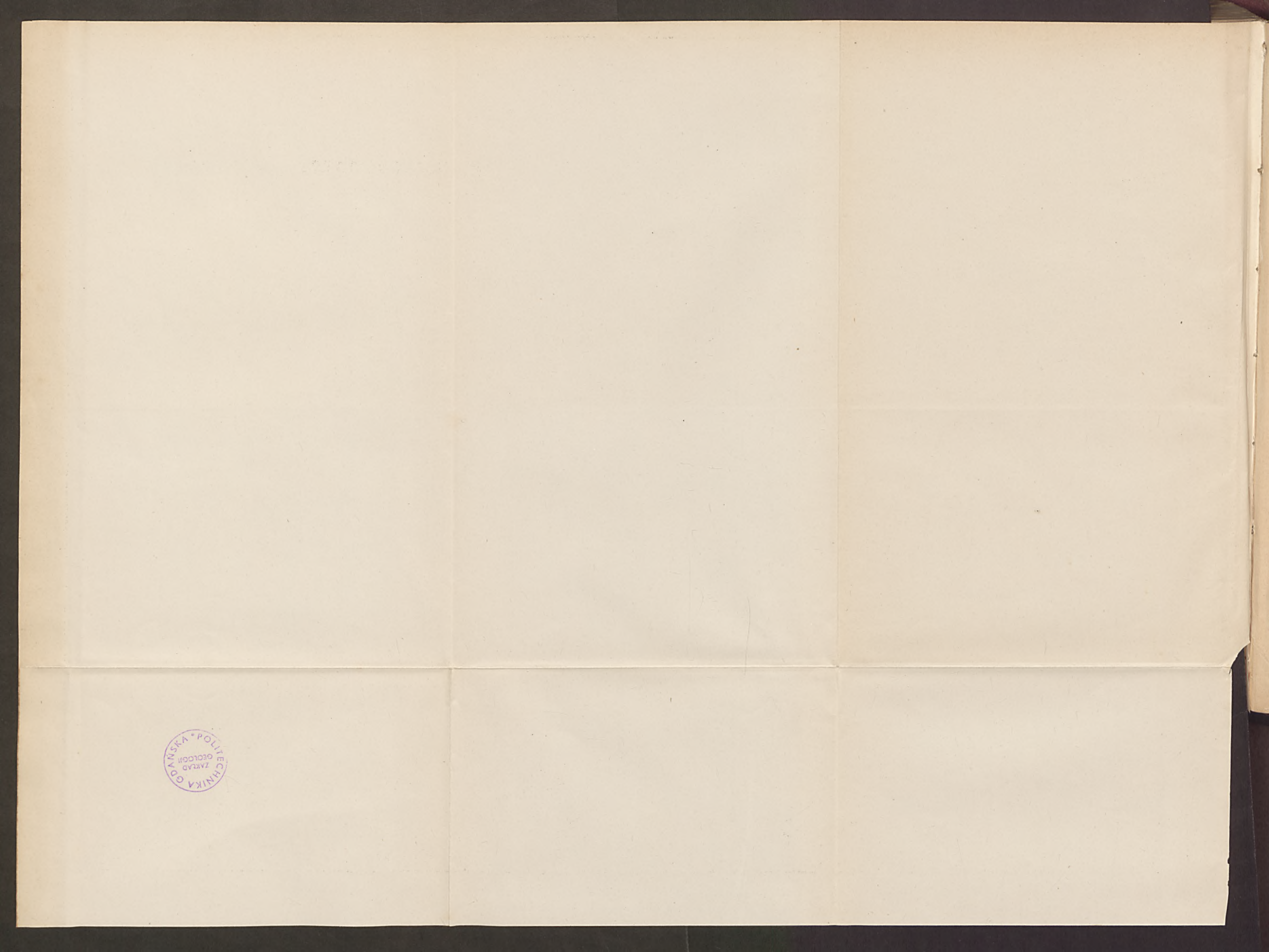
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts Buchhändler in Wien. Lithogr. geogr. Jnst. v. F. Köke in Wien.





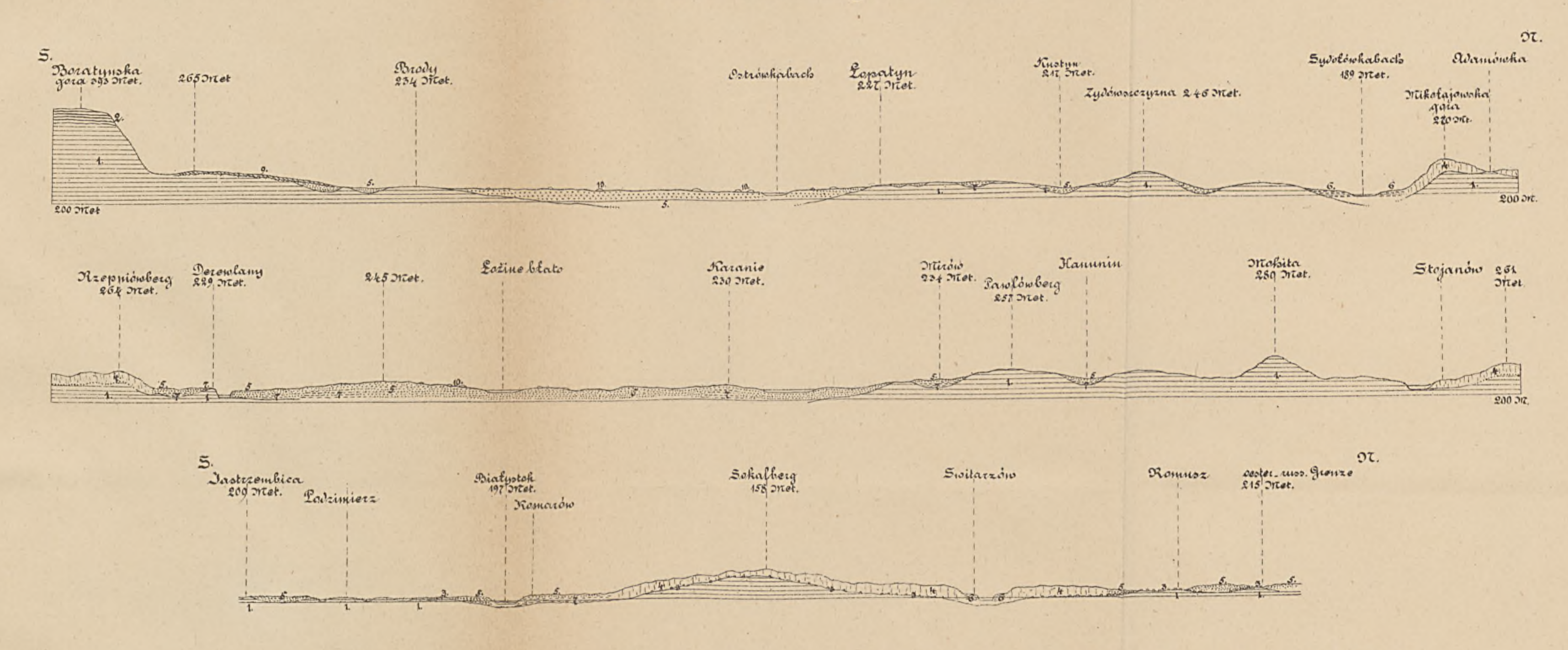
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.



Taf. III.

Durchschnitte durch die nordostgalizische Tiefebene.



1. Kreide 2. Lithothamien Kalk II Mediterranstufe. 3. nordische erratische Geschiebe und Geschiebeschichte. 4. Löss. 5. Sand. 6. fluviatiler Lehm. 7. fluviatiler Lehm mit Sandbedeckung.

8. Alluvium 9. Diluvium rouge. 10. Düne

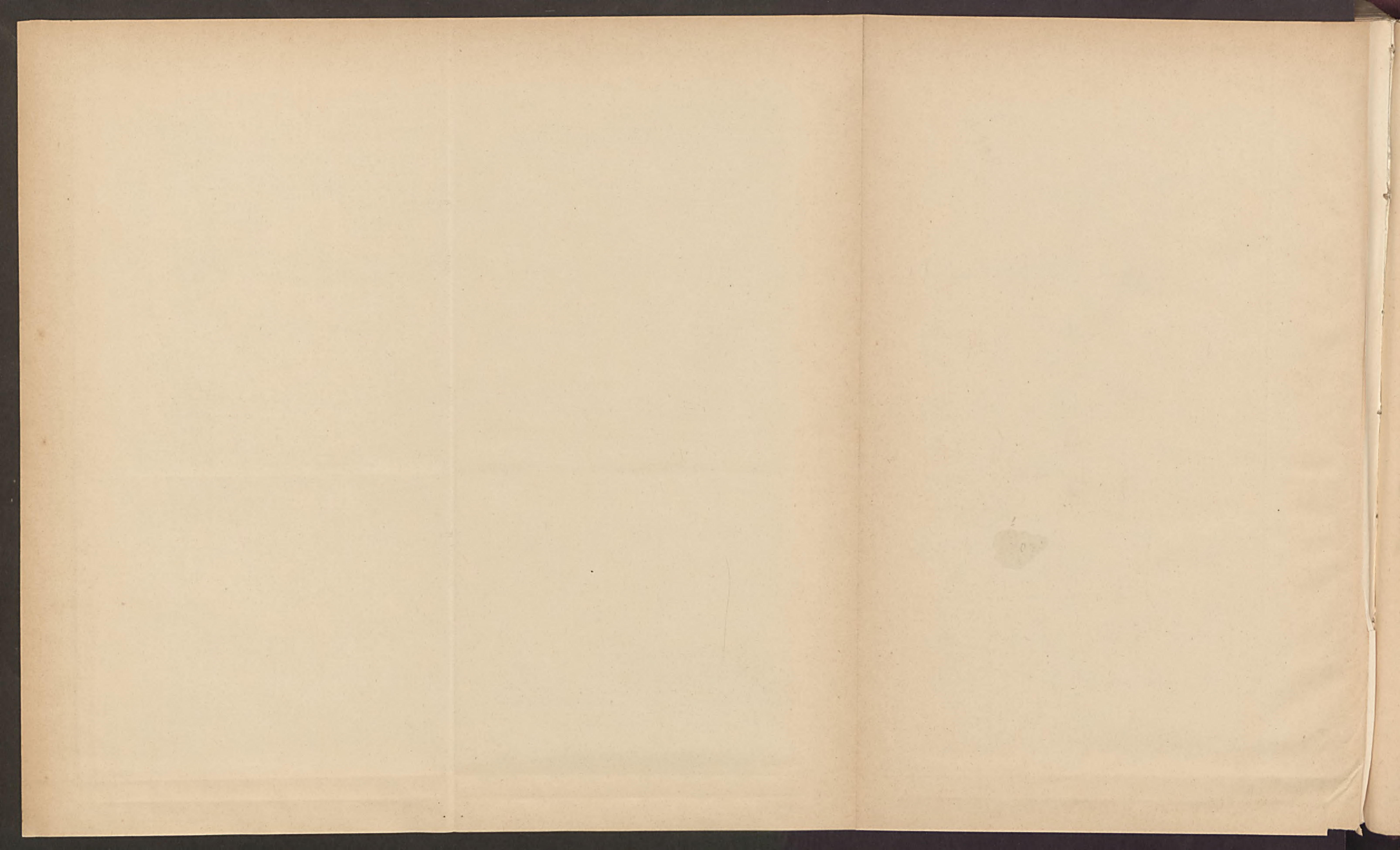
Maßstab der Länge 1: 150,000


Maßstab der Höhe 1: 10,000

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt. Band XXXIV. 1884.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.


Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

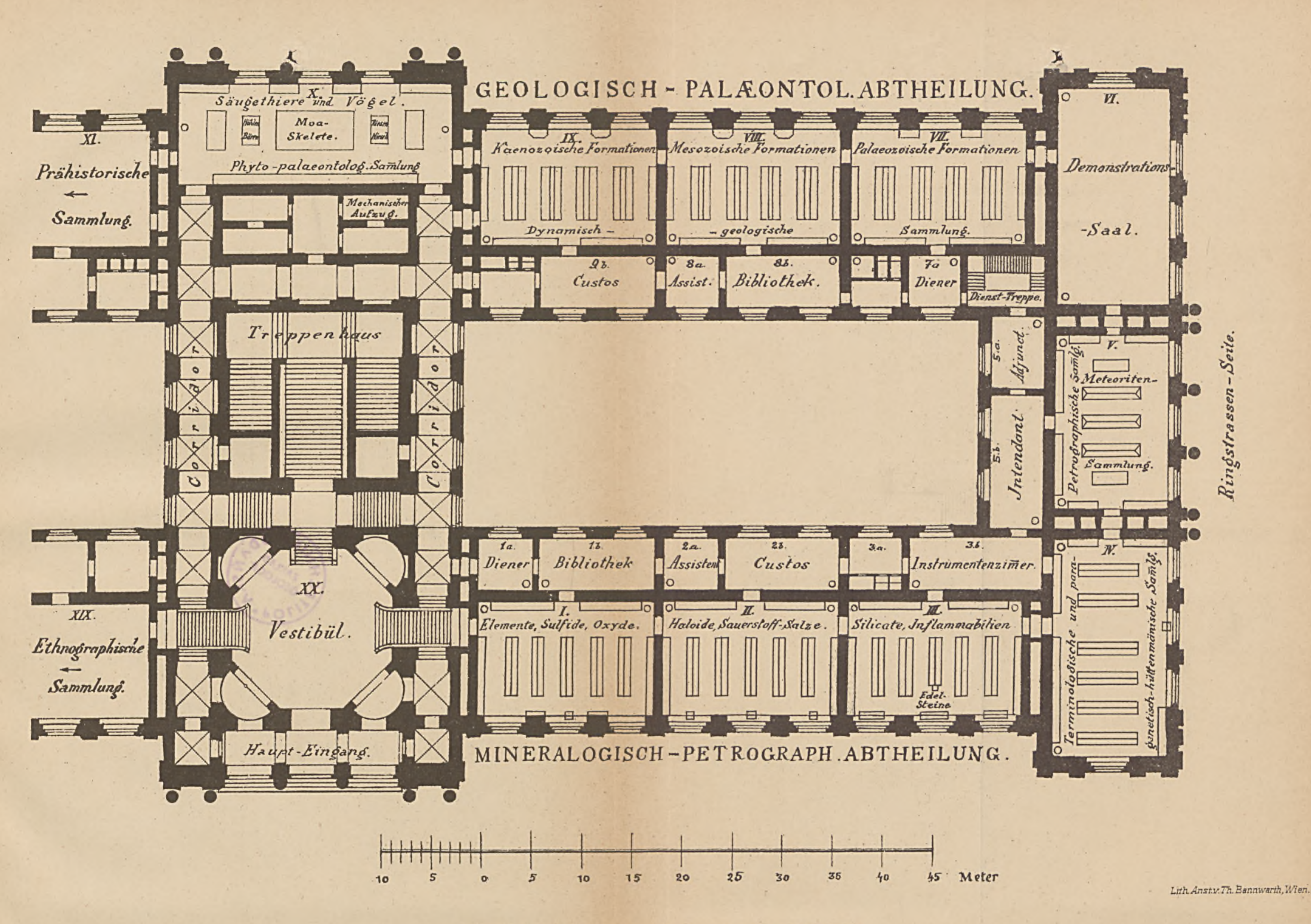




Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.

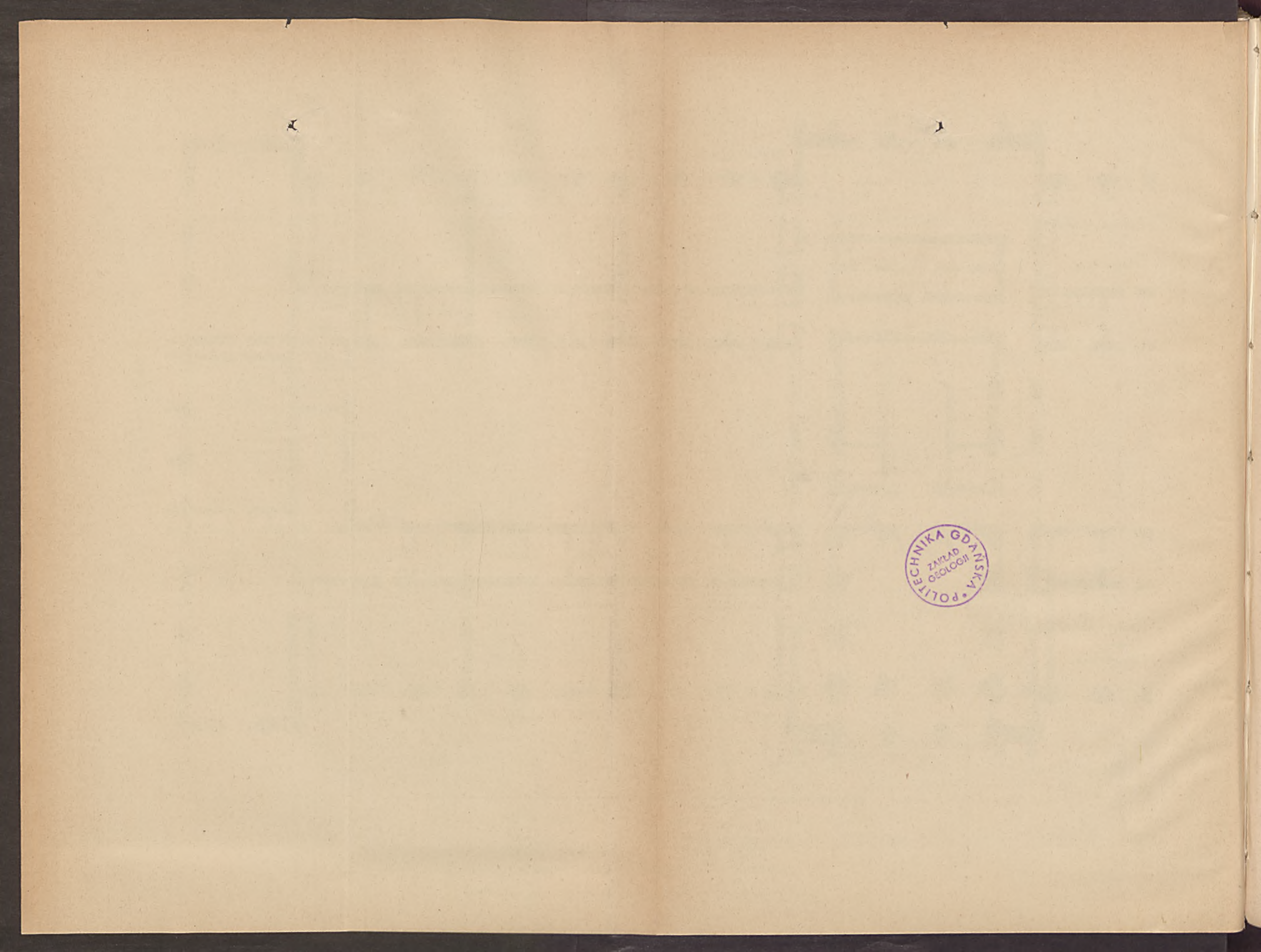
Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien.





Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

Halbe Naturgrösse.

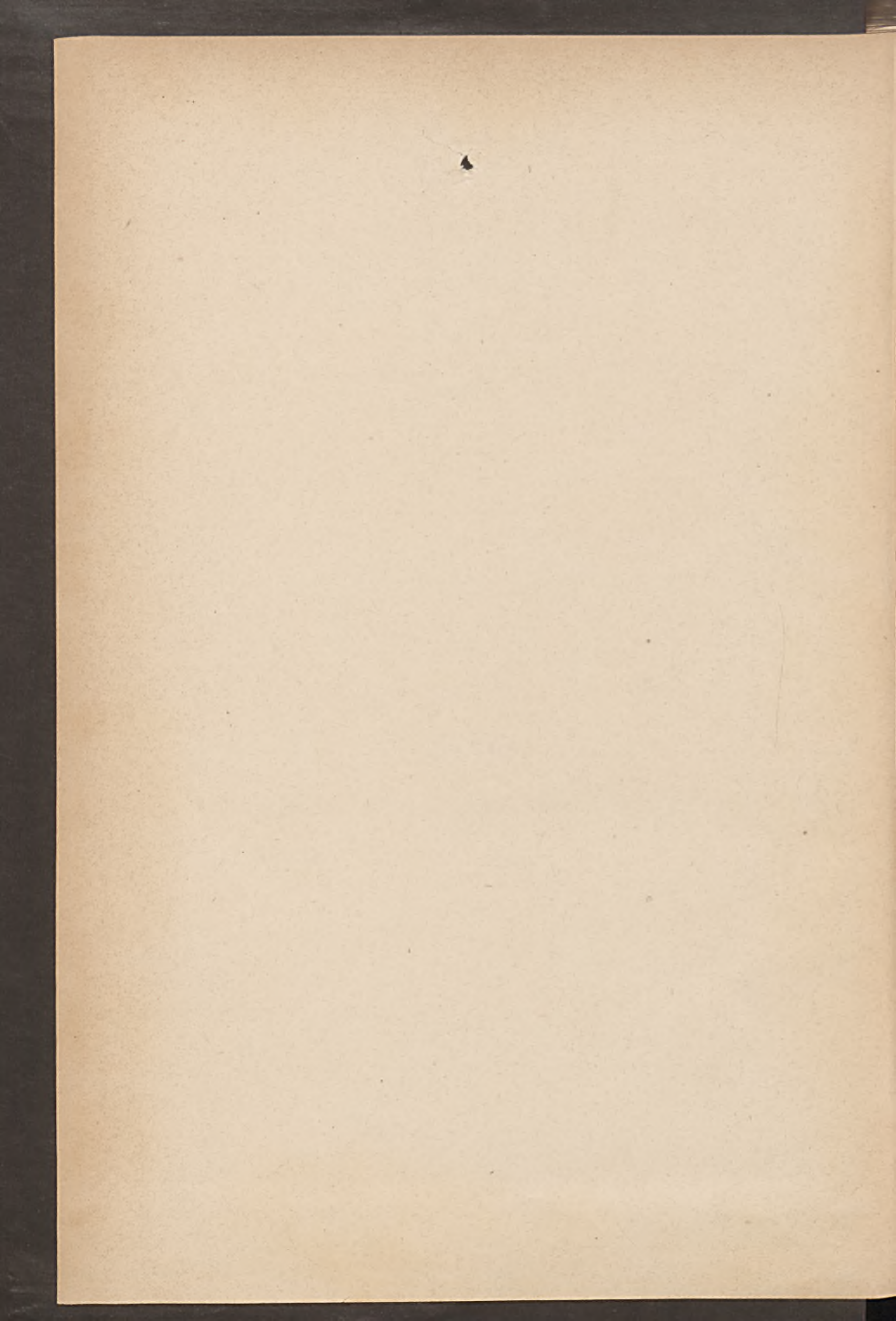
Fig. 3.

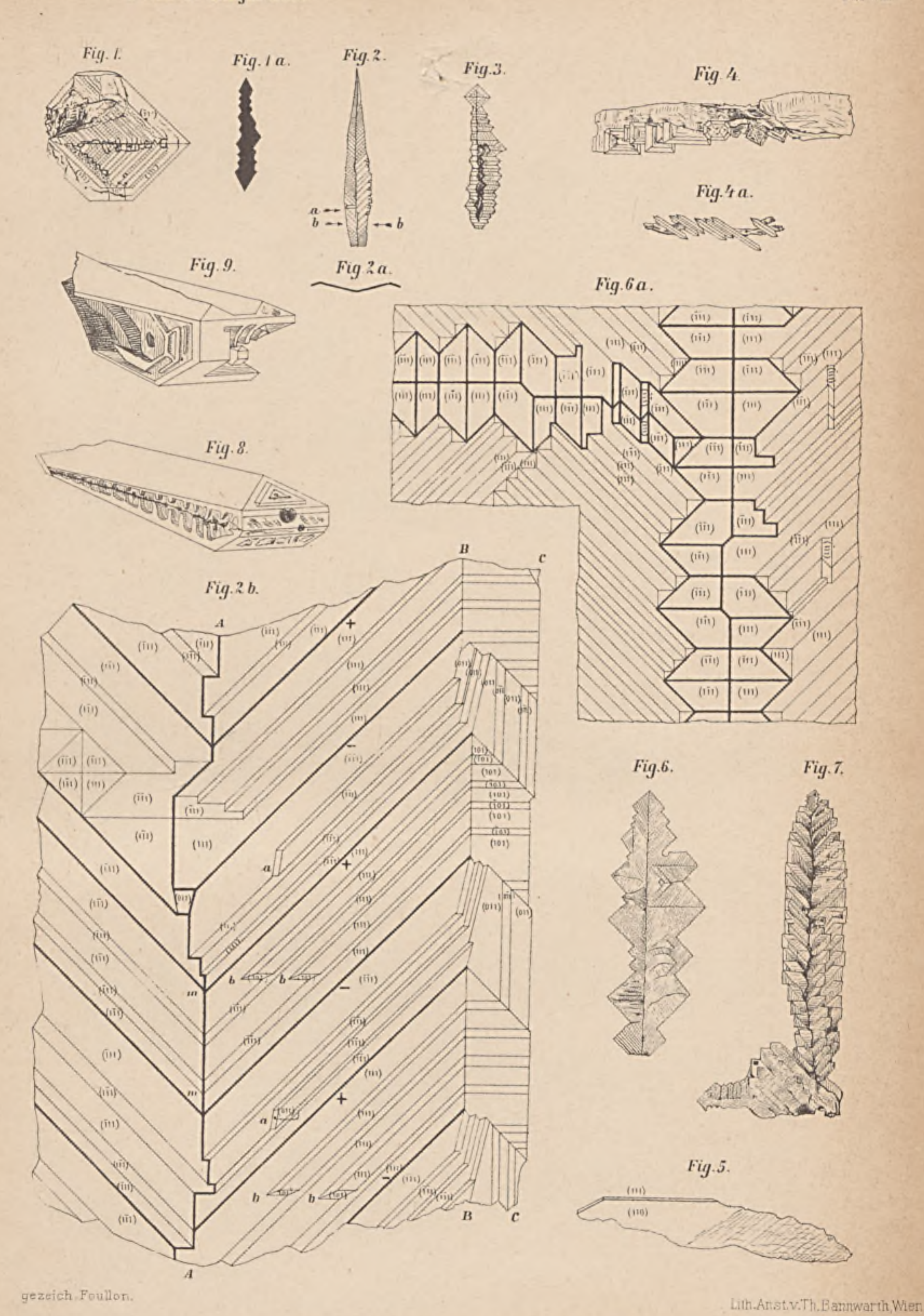
Naturgrösse

Fig. 6.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

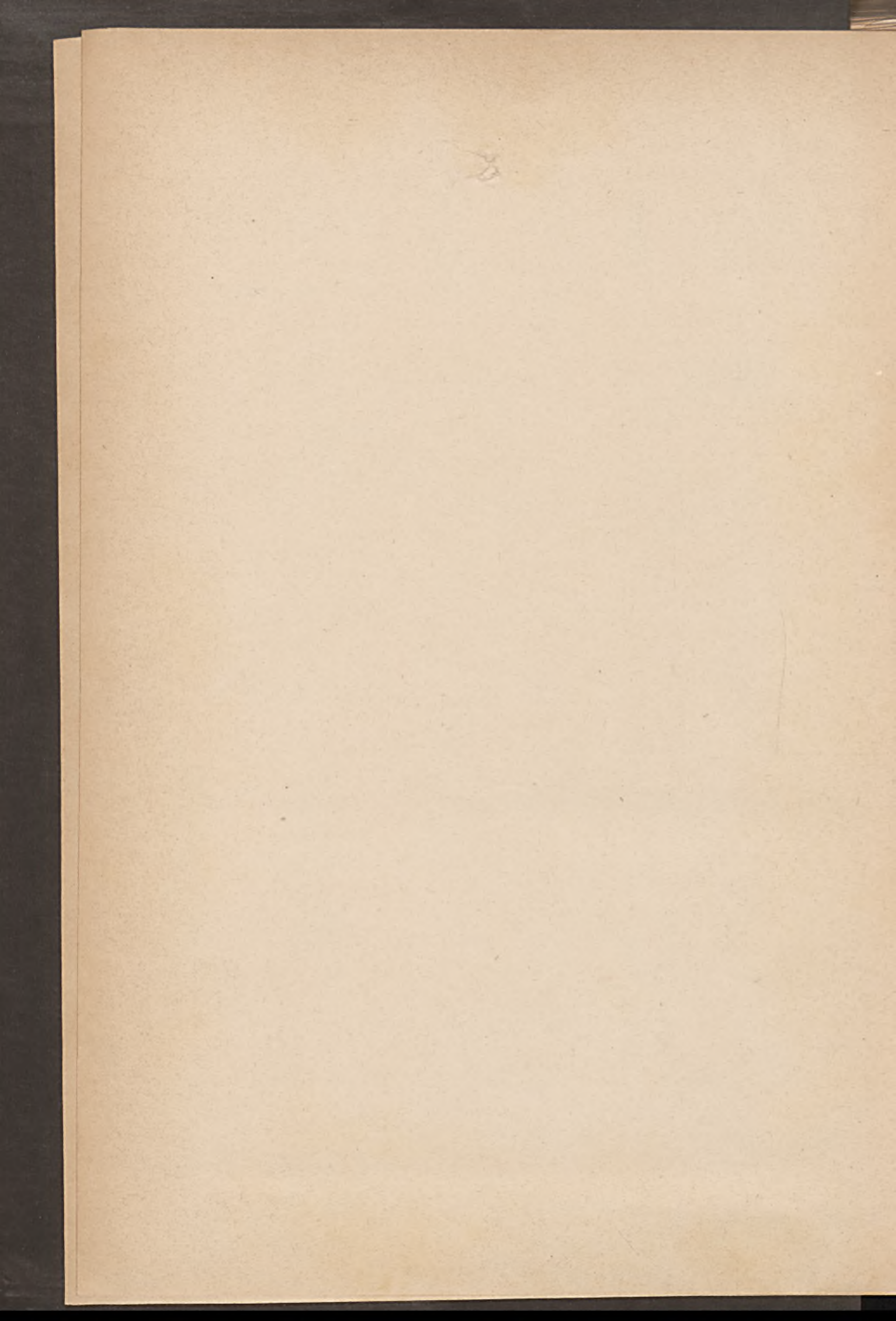




gezeich. Foullon.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

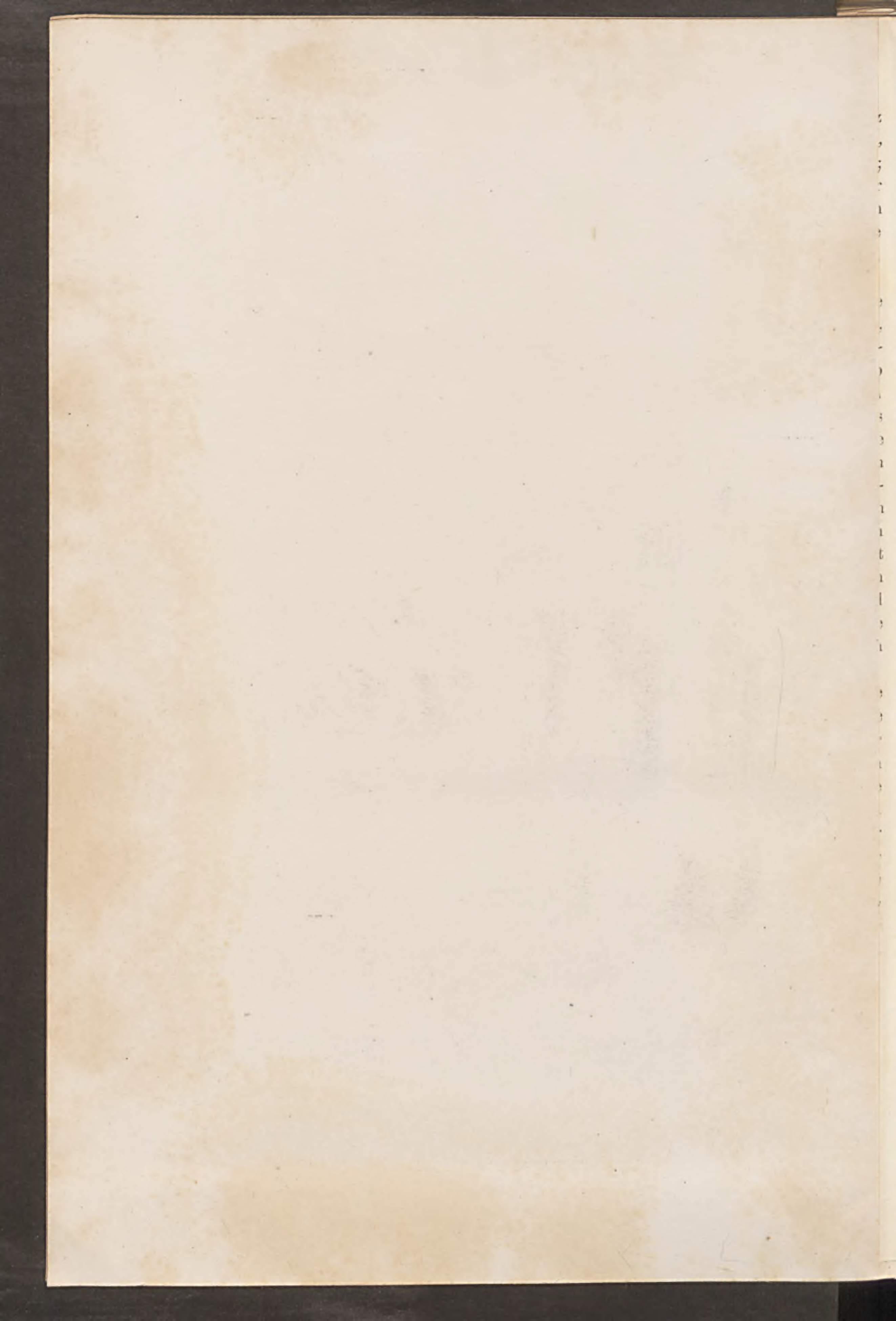




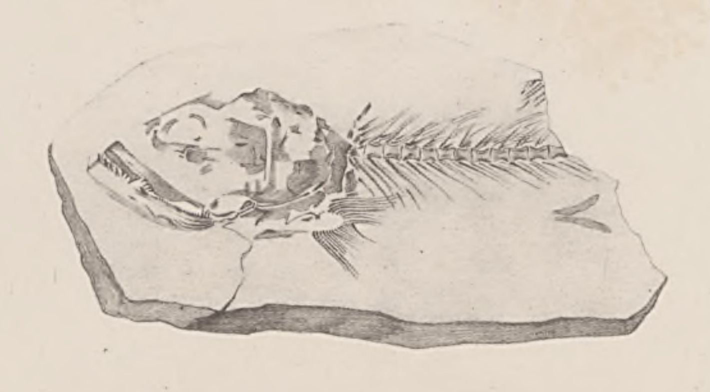
Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



1.



2.



3.

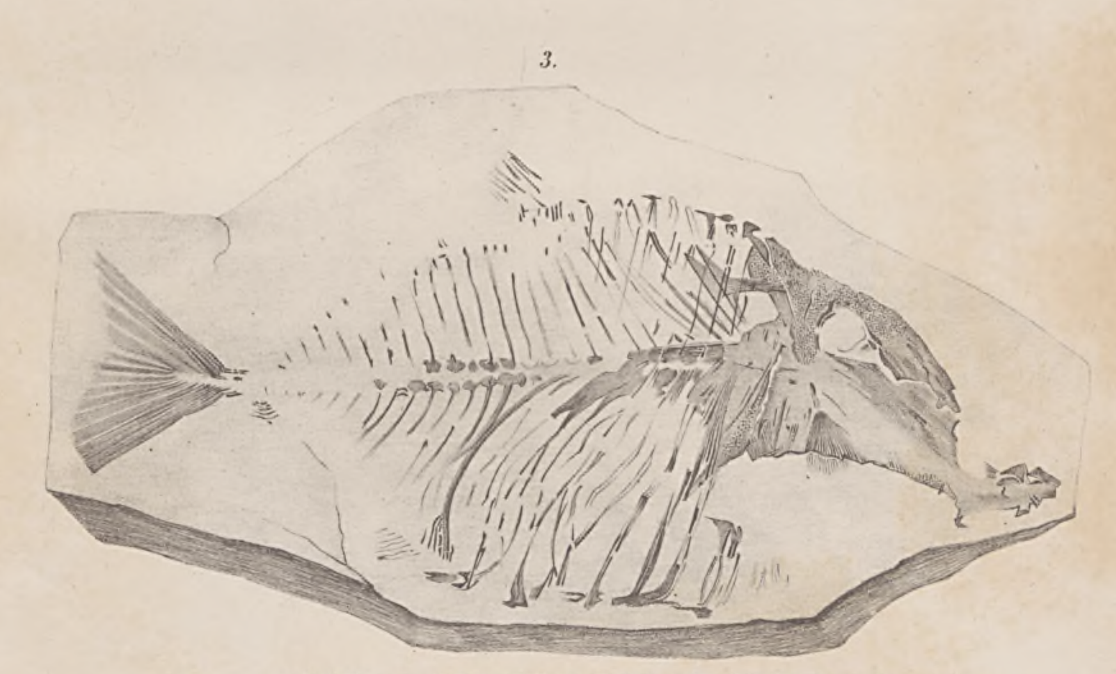
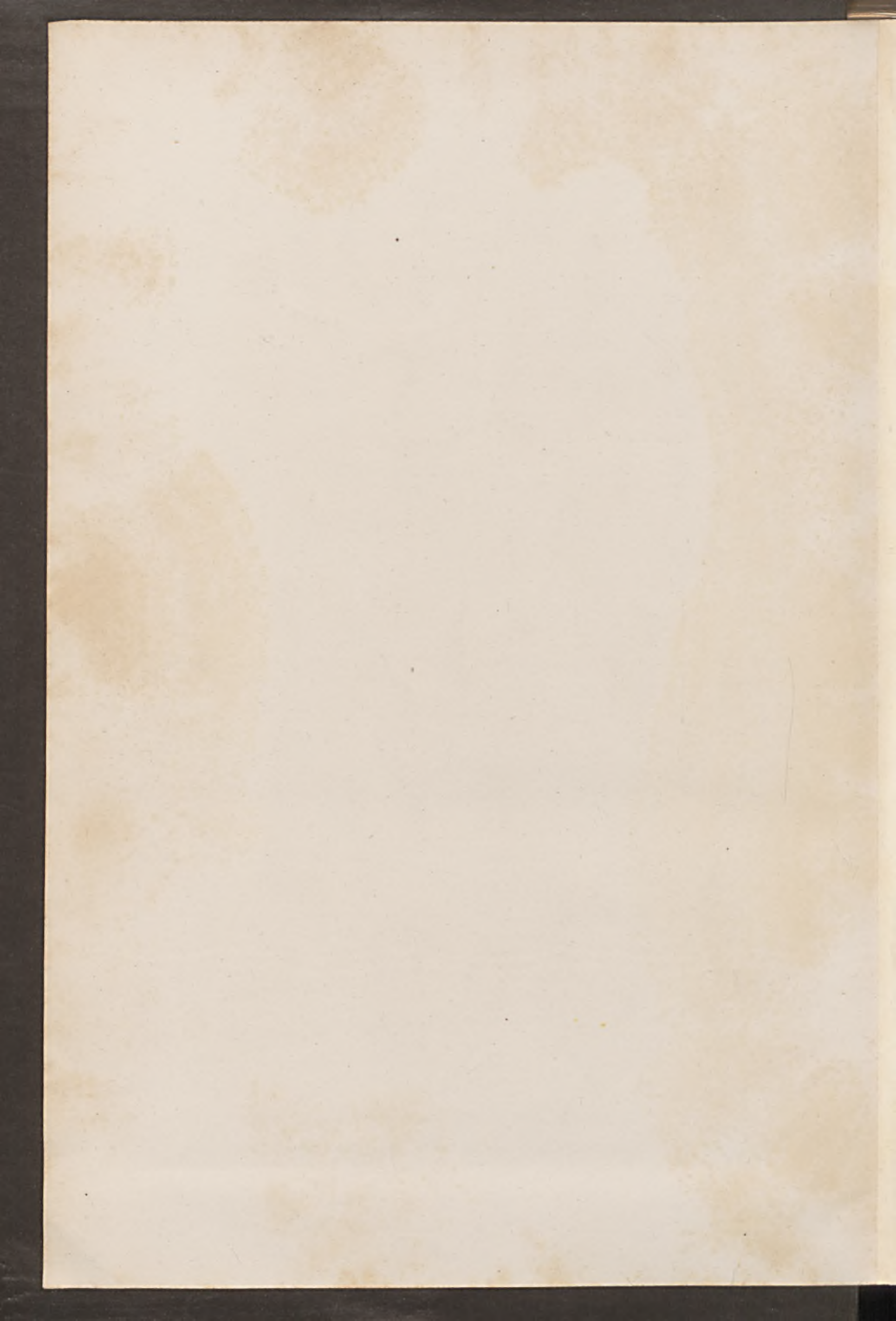


Fig. 1-2: Elopopsis aff. El. Haueri Bass. – Fig. 3: Coelodus aff. Coel. Suillus Heck.

A. Swoboda lith. Druck v. Th. Bannwarth, Wien.

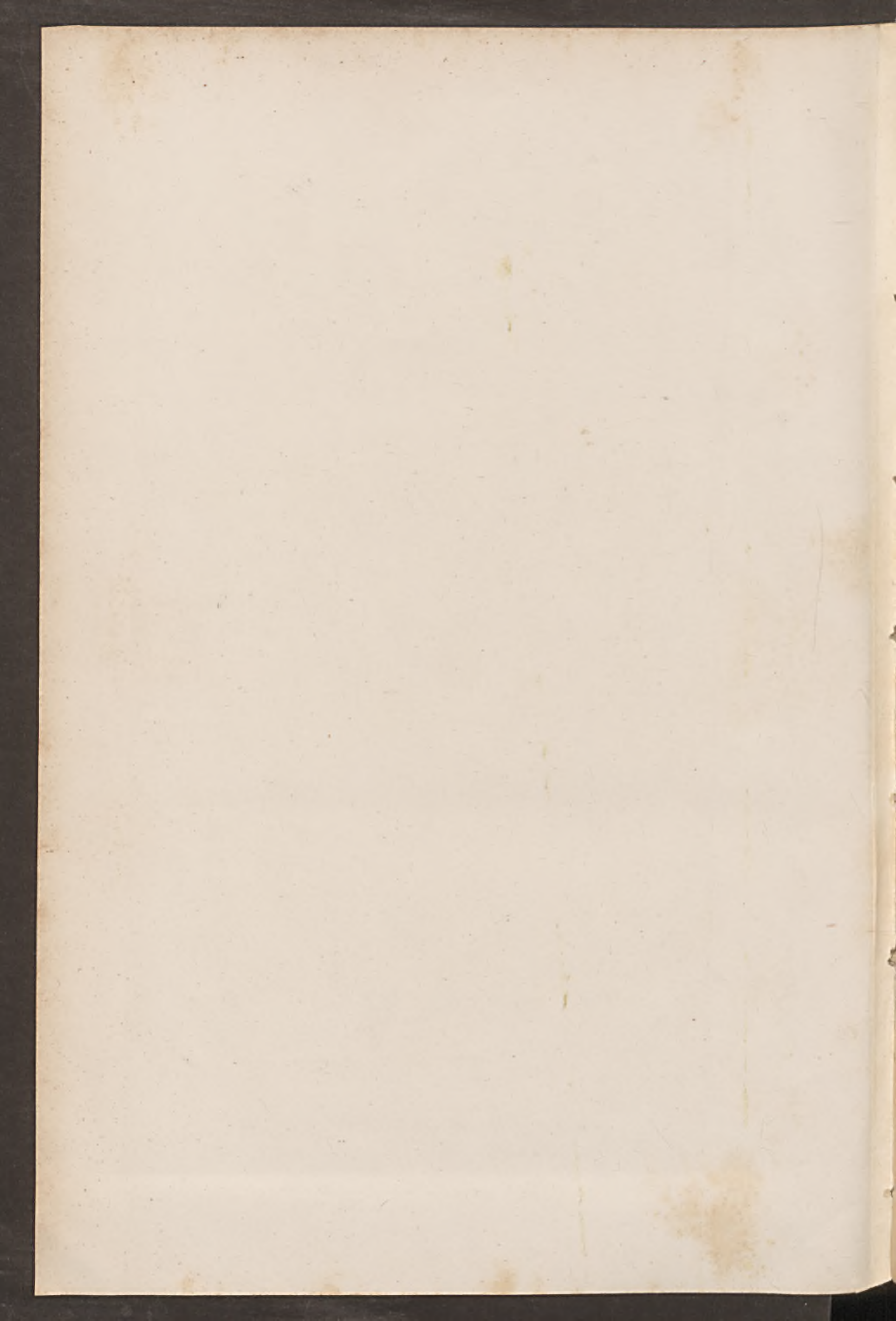
Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXIV 1884.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhandlung in Wien.





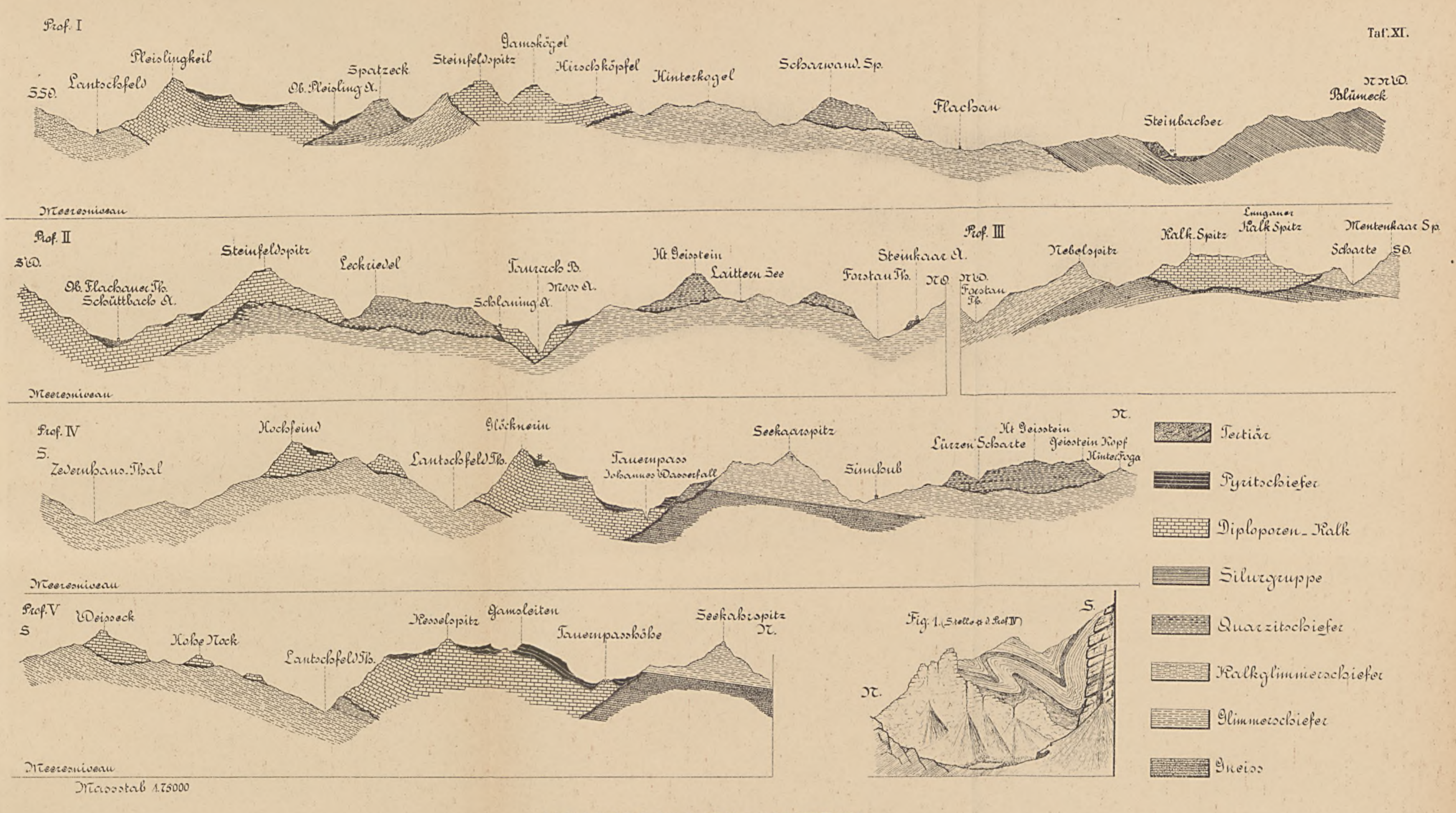
Rud. Schönn n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



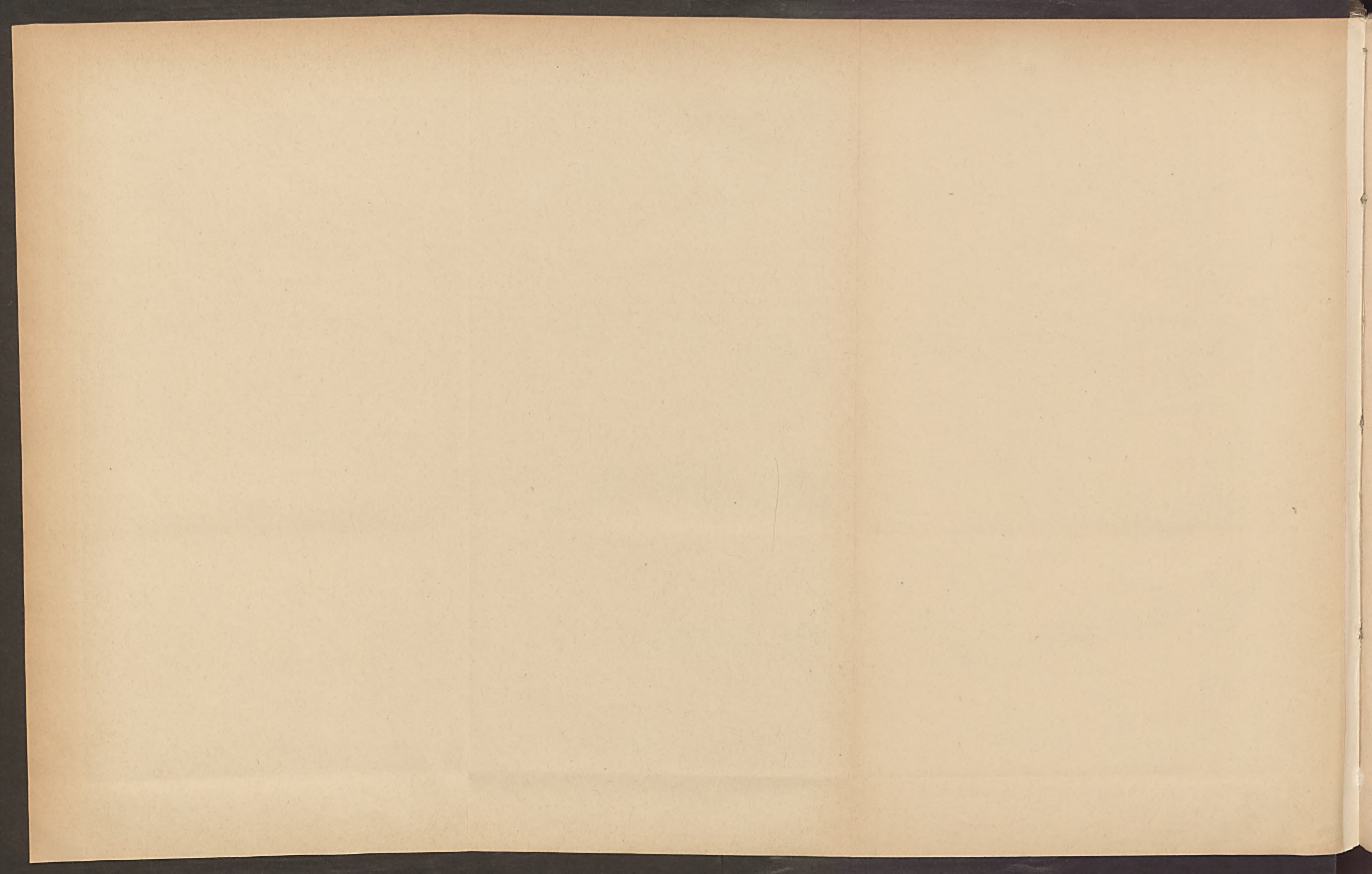
M. Vacek: Radstaedter Tauern.

Taf. XI.



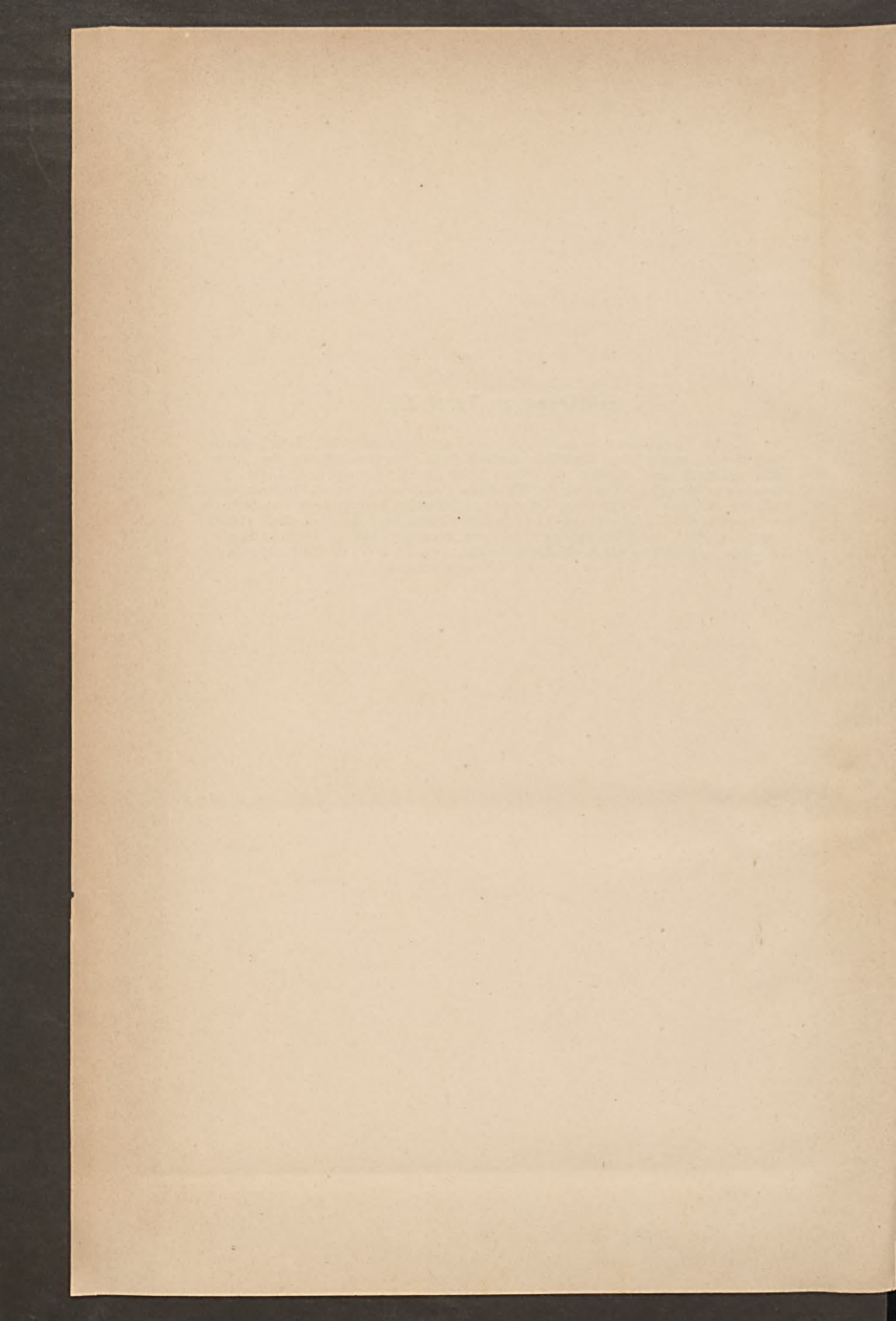
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.



Erklärung zu Tafel XII.

In den Cassianer Dolomit (*a'*) der Fünfspitzen (1902 Meter), deren treppenförmig gebrochener Gipfelbau deutlich die Uebergussschichtung des alten Riffes erkennen lässt, greifen am oberen Ende des Kunzengrabens (bei *A*) Cassianer Mergel (*a*), die an der Wand des Fallbaches gegen N verschoben sind, mit zwei spitzen Zungen ein. Ueber den auskeilenden Mergelzungen verschmilzt der Dolomit des Thörl-Eibel-Kopfes (1260 Meter) und Gr. Schober (1858 Meter) mit jenem der Fünfspitzen zu einer homogenen Masse. Darüber folgen Raibler Schichten (*b*), in welche der Dachsteinkalk (*c*) der Lahnspitzen am Thörlsattel (bei *B*) eine schmale Riffzunge entsendet.



Fünfspitzen 1902 m. | Gamsenklamm | Gr. Schober 1858 m. | Thoerl Sattel | Lahnspitzen

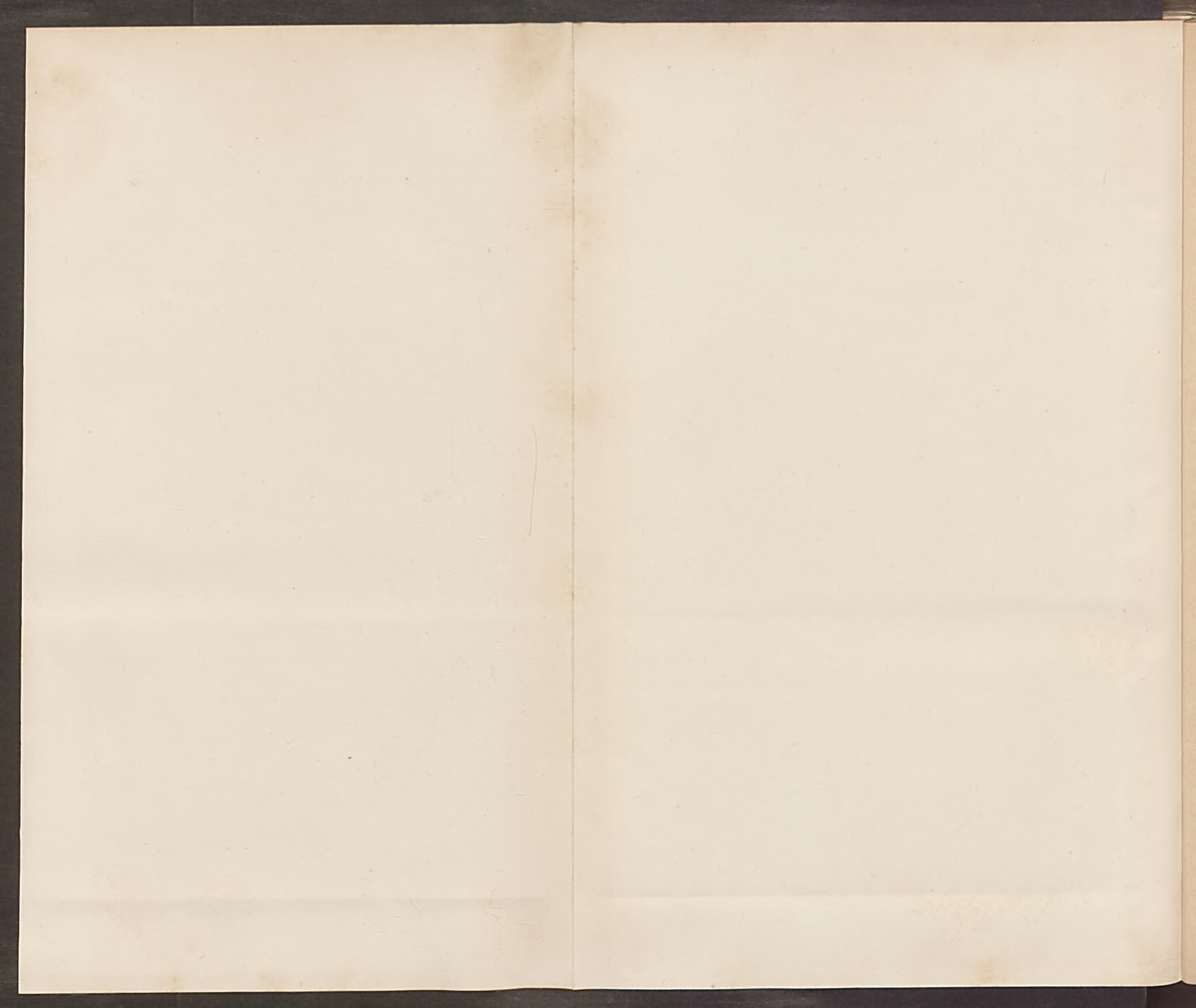
Kunzengraben | Thoerl-Eibel-Kopf 1260 m. | Fallbach

Ostgehänge des Schlitzathales bei Raibl

Standpunkt: Bergwiese auf dem Wege zur Raibler Scharte (1325 m.)

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXIV 1884.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof-u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

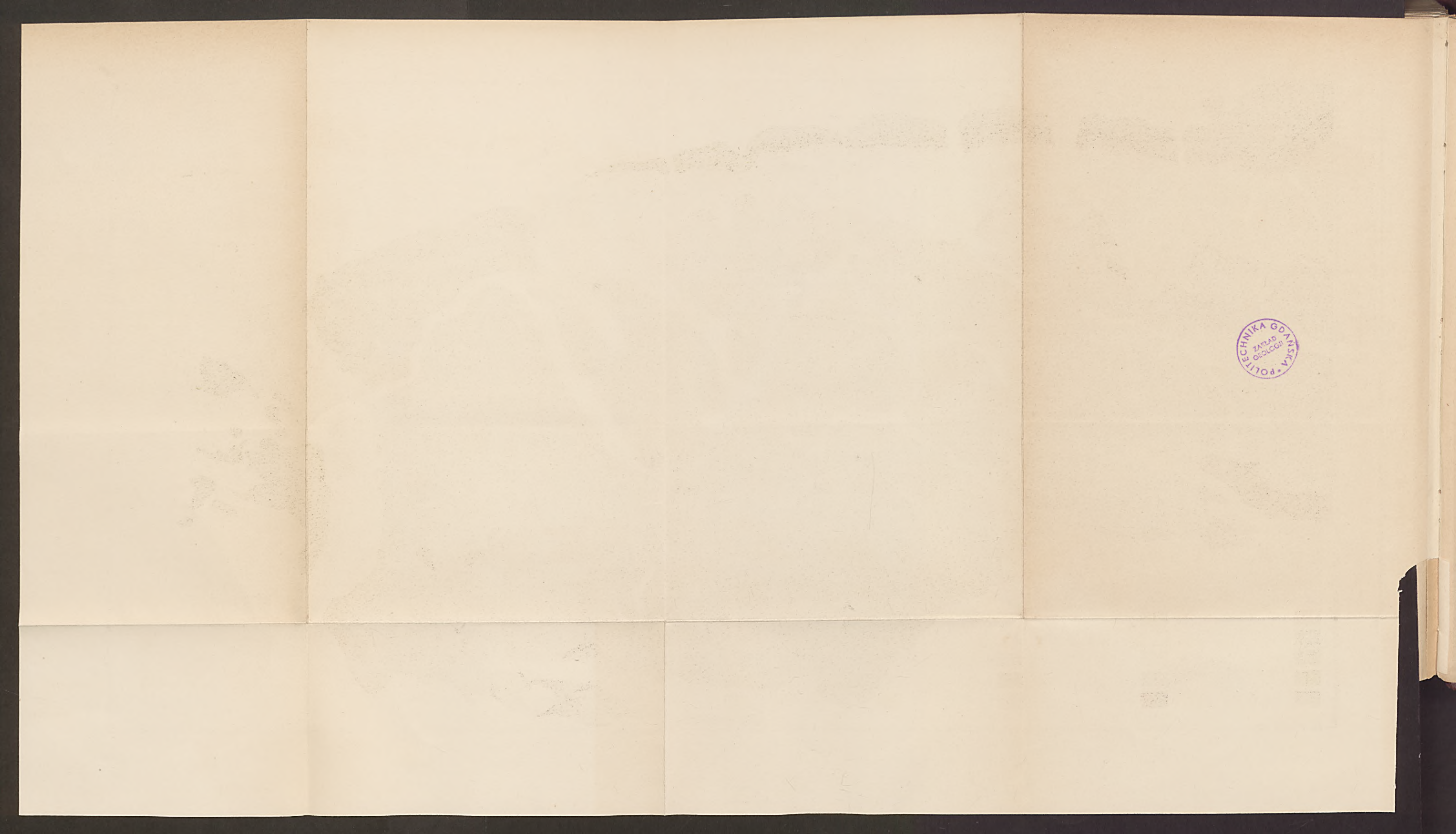


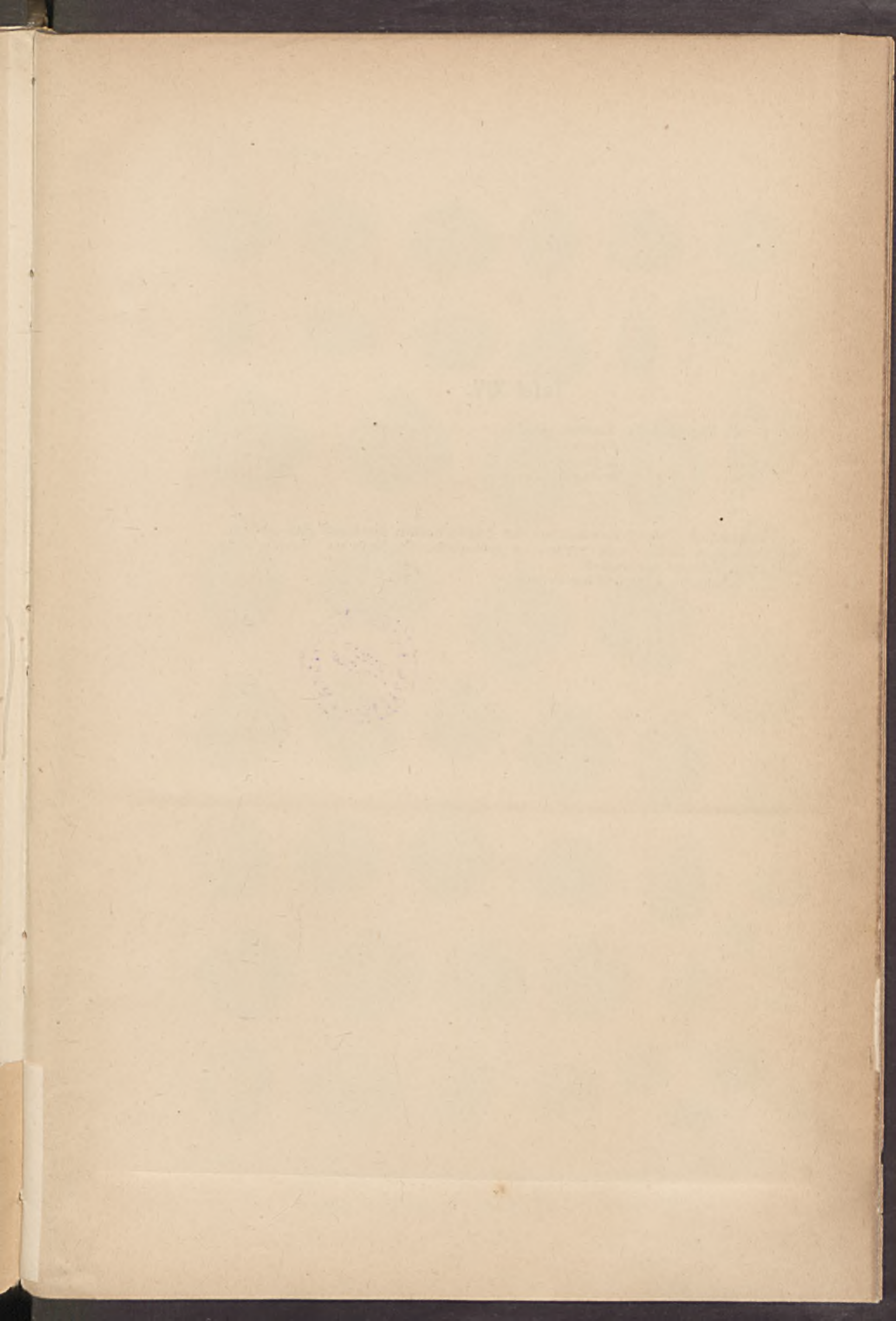
Erklärung zu Tafel XIII.

Die vorliegende Karte, das Resultat einer zweimonatlichen Bereisung des centralen Theiles der julischen Alpen, ist, soweit dieselbe dieses engere Gebiet betrifft, zum grössten Theile auf eigene Studien basirt. Die geologische Colorirung des Triasgebietes von Raibl im Westen des Schlitzathales wurde von Herrn Dr. August Boehm, der im verflossenen Sommer die Aufnahme des Gebirgsterrains zwischen Raibl und Pontebba durchführte und demnächst eine ausführliche Arbeit über dasselbe zu publiciren gedenkt, in freundlichster Weise überlassen. Bezüglich der Umgebung des Rombon musste ich mich auf à la vue-Beobachtungen beschränken, und ist daher hier der Verlauf der Grenze zwischen dem Dachsteinkalk und Oberen Jura nur ganz schematisch eingezeichnet. Manche Lücken mögen sich endlich auch für die grosse Hochfläche im SW des Triglav, insbesondere das ausgedehnte Karstplateau im W der Sieben Seeen, ergeben, wie ich dies bereits in der Einleitung zu meiner Arbeit hervorgehoben habe.

Was die Ausscheidung der verschiedenen Formationsglieder betrifft, so wurde nach dem Vorschlage des Herrn Oberbergrathes v. Mojsisovics der Versuch gemacht, für die Triasablagerungen eine Trennung der Riffbildungen und ihrer Aequivalente in geschichteter Facies in möglichst consequenter Weise durchzuführen, derart, dass die Rifffacies durch eine gleichmässige Punktirung des Terrains, die geschichteten Bildungen, mit Ausnahme des Dachsteinkalkes hingegen durch eine dem Streichen derselben entsprechende Schraffirung kenntlich gemacht sind.


Geologische Karte des Centralstockes der
JULISCHEN ALPEN
aufgenommen von Dr. Carl Diener 1884.
im Maafsstabe 1:100000.
Weissenfels
Moistrana
Birnbaum
Assling
Jauerburg
Veldes
Flitsch
Wocheiner See
Feistritz
WOCHEINER SAVE
Palæozoische Kalke
Werfener Schichten
Unterer Muschelkalk
Oberer Muschelkalk-Dolomit
Buchensteiner Sch.
Wengener Sch.-Dolomit
Cassianer Sch.-Dolomit
Raibler Sch.
Dachstein Kalk-Riffkalk
Lias-Hierlatz-Schichten
Felsitporphyr
Oberer u. mittl. Jura
Kreide Conglomerate
Tertiære Sandsteine und Mergel
Diluvialschotter
Glacial Diluvium
Recente Schuttbildungen
Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXIV 1884.
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII



Tafel XIV.

Fig. 1— 4. *Rhynchonella Ximenesi Di-Stef.*
„ 5—12. „ *Erycina* „
„ 13. „ *Mattiolii* „
„ 14. „ *explanata* „
„ 15. „ *sp. ind.*
„ 16. „ *Wähneri* „

Sämmtliche Stücke stammen aus den grauen Kalken des Monte San Giuliano bei Trapani in Sicilien und werden im geologisch-mineralogischen Museum der Universität Palermo aufbewahrt.

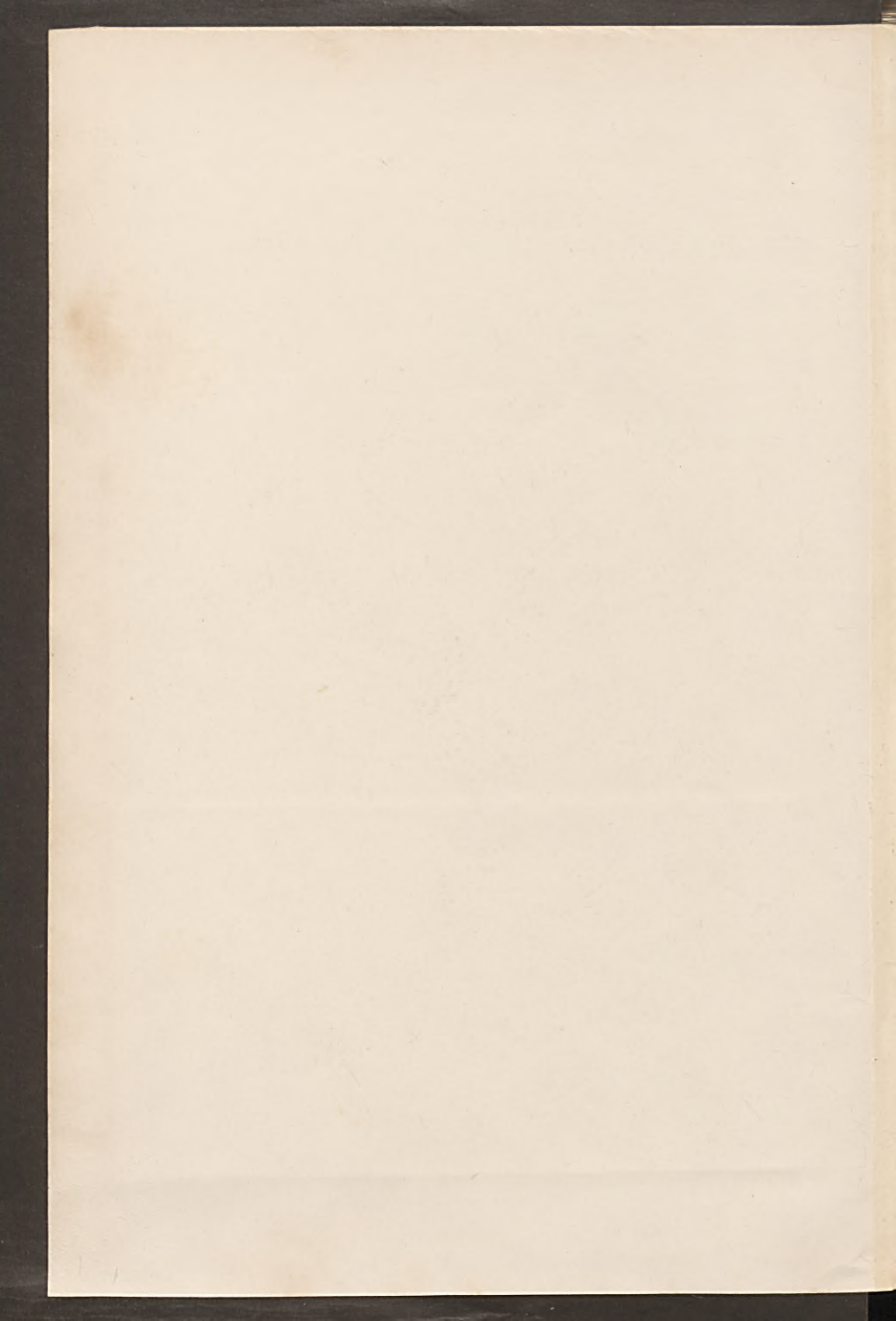
Zeichnungen in natürlicher Grösse.

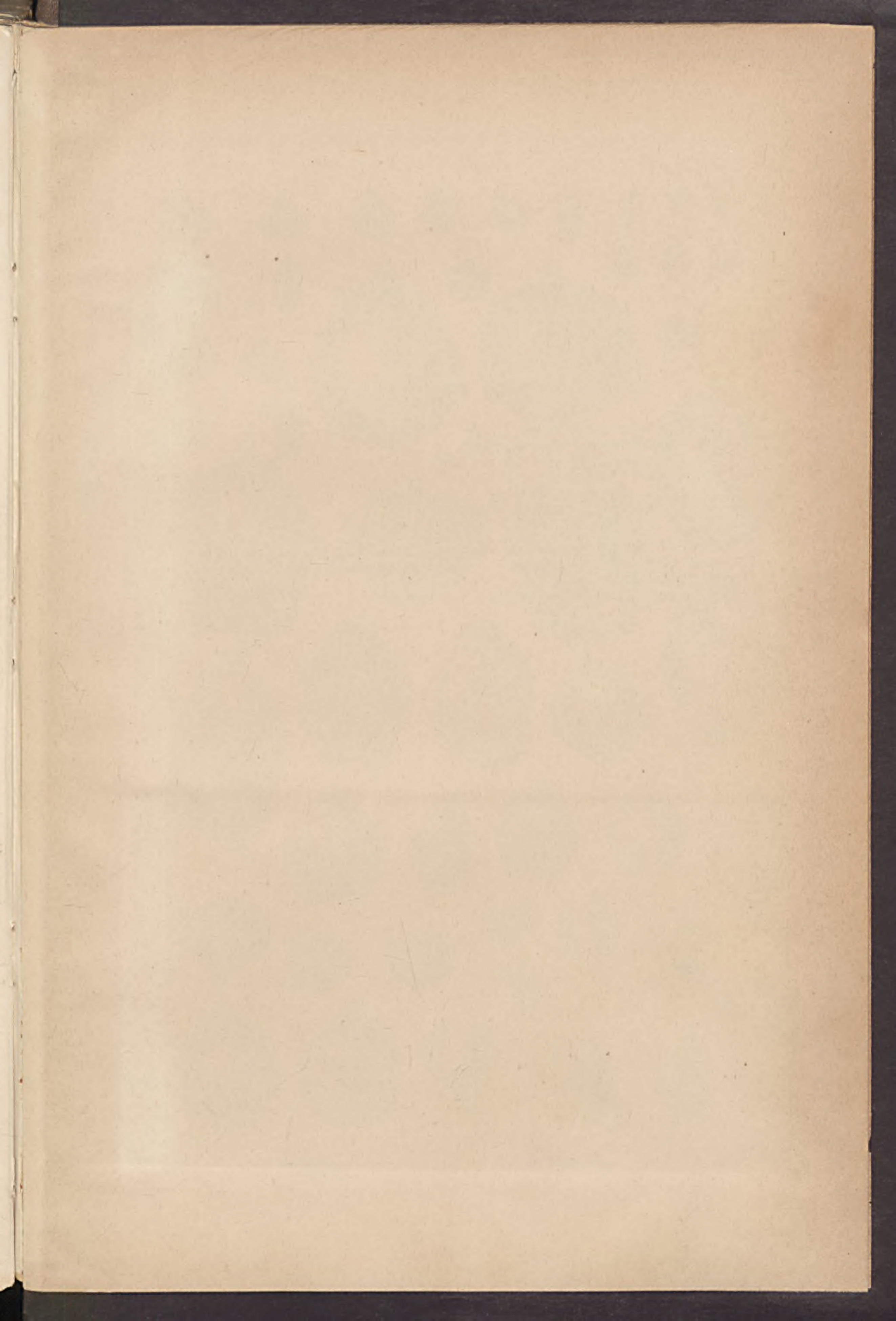


Rud. Schönn n.d.Nat.gez u. lith.

Lith Anst v Th.Bannwarth, Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k.k.Hof-u.Universitäts-Buchhändler in Wien.



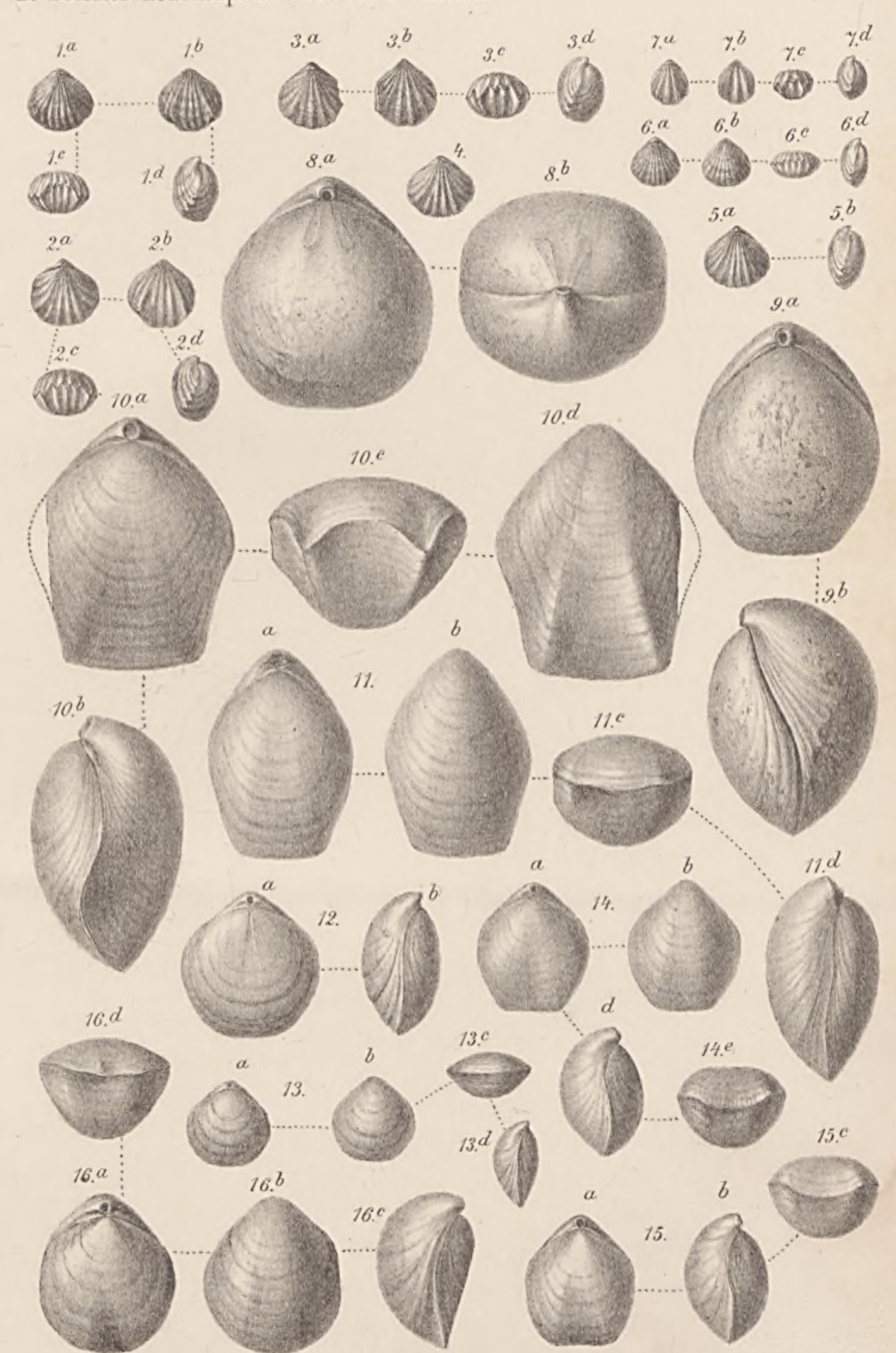


Tafel XV.

Fig. 1—7. *Rhynchonella Wähneri Di-Stef.*
„ 8, 9. *Terebratula sphaeroidalis Sow.*
„ 10. *Dictyothyris Drepanensis Di-Stef.*
„ 11. *Zeilleria sp. ind.*
„ 12, 13. „ *Ippolitae Di-Stef.*
„ 14—15. *Aulacothyris Daedalica Di-Stef.*
„ 16. „ *Tauschi Di-Stef.*

Sämmtliche Stücke stammen aus den grauen Kalken des Monte San Giuliano bei Trapani in Sicilien und werden im geologisch-mineralogischen Museum der Universität Palermo aufbewahrt.

Zeichnungen in natürlicher Grösse.



Rud. Schona n. d. Nat. gez. u. lith. Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.


POLITECHNIKA GDAŃSKA
ZAKŁAD GEOLOGII

